

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

KATEDRA PEDOLOGIE A OCHRANY PŮD



ZÁKLADY PEDOLOGIE A OCHRANY PŮDY

Ing. Lenka Pavlů, Ph. D.

2018

Lektorovala: prof. Ing. Hana Šantrůčková, CSc.

Tato publikace neprošla jazykovou ani redakční úpravou.

© Ing. Lenka Pavlů, Ph. D.

ISBN 978-80-213-2876-1

OBSAH

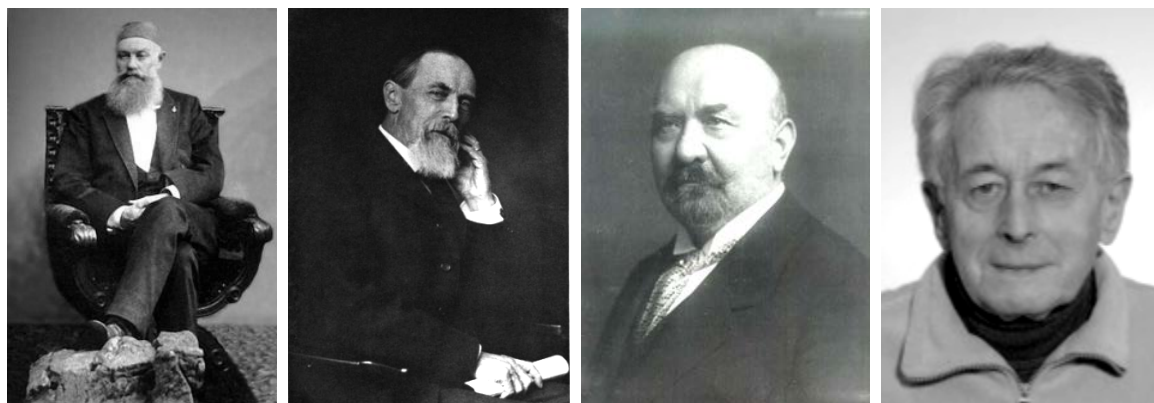
1. Úvod.....	4
1.1. Funkce půdy.....	5
2. Vznik půdy.....	6
2.1. Matečná hornina	6
2.2. Klima	8
2.3. Biologický faktor	10
2.4. Čas	10
2.5. Reliéf.....	11
2.6. Lidská činnost.....	11
3. Složky půdy	12
3.1. Minerální složka půdy	12
3.1.1. Půdní minerály	13
3.2. Organická složka půdy.....	18
3.2.1. Mineralizace.....	18
3.2.2. Ulmifikace a karbonizace	19
3.2.3. Humifikace.....	19
3.3. Půdní koloidy.....	22
3.3.1. Půdní sorpční komplex	24
3.3.2. Pufrací schopnost půd a půdní reakce.....	25
3.4. Prostorové uspořádání půdy.....	28
3.5. Kapalná složka půdy	32
3.5.1 Půdní roztok.....	32
3.5.2 Půdní voda	33
3.5.3 Pohyb vody v půdě	38
3.6. Plynná složka půdy	40
3.7. Energie v půdě	41
3.8. Živá složka půdy.....	43
3.8.1 Půda jako prostředí	43
3.8.2 Půdní organismy	44
4. Klasifikace	51
4.1. Systémy.....	51
4.2. Taxonomický klasifikační systém půd ČR (TKSP).....	52
4.2.1. Leptosoly	52
4.2.2. Regosoly	52

4.2.3. Fluvisoly	53
4.2.4. Vertisoly.....	53
4.2.5. Černosoly	54
4.2.6. Luvisoly	54
4.2.7. Kambisoly	55
4.2.8. Podzosoly.....	55
4.2.9. Stagnosoly.....	56
4.2.10. Glejsoly	56
4.2.11. Organosoly	56
4.2.12. Antroposoly	57
4.2.13. Andosoly.....	57
4.2.14. Salisoly.....	57
4.2.15. Natrisoly.....	57
4.2.16. Další půdy ve světě	58
5. Mapování půd	59
5.1. Historie mapování půd.....	60
5.2. Bonitace půd	61
5.3. Současné mapové zdroje.....	61
6. Ochrana půd	63
6.1. Eroze	63
6.1.1. Vodní eroze	63
6.1.2. Větrná eroze	66
6.2. Desertifikace	66
6.3. Zábor půdy	66
6.4. Zhutnění půdy	67
6.5. Kontaminace	68
6.6. Acidifikace.....	70
6.7. Eutrofizace	73
6.8. Salinizace	74
6.9. Legislativa v ochraně půdy	74
7. Použitá literatura	76

1. ÚVOD

Pedologie je vědní obor, který se zabývá půdním pokryvem země (Pedon (řecky) = země). Půda jako taková je definována například jako povrchová vrstva souše, vyvíjející se v důsledku působení půdotvorných faktorů a podmínek. Pedosféru lze chápat jako „kůži“ Země, přes kterou probíhá soustavně výměna látek a energie mezi ostatními sférami. Půda je vertikálně a horizontálně strukturovaný přírodní útvar, je součástí životního prostředí a je hospodářsky využitelným přírodním zdrojem. Pedologie studuje odlišnosti a podobnosti jednotlivých půd, zákonitosti jejich rozmístění na planetě Zemi, procesy probíhající v půdách, chemické a fyzikální vlastnosti, vztahy různých půdních vlastností k vegetaci a půdním organismům či jejich společenstvům, úrodnost půd a jejich využitelnost člověkem nejen pro zemědělskou produkci, ale i vodohospodářství, stavebnictví, atd.

Vědní obor pedologie (půdoznalství) vznikl v 1. polovině 19. století oddělením od geologie, respektive kvartérní geologie. Za zakladatele oboru pedologie je považován ruský pedogeograf, pedolog, geolog a geomorfolog Vasilij Vasiljevič Dokučajev (1846–1903) (obr. 1.1). Z americké školy pedologie lze zmínit Eugena Woldemara Hilgarda (1833–1916), který sice pocházel z Německa, kde také vystudoval, ale většinu svého vědeckého života trávil na amerických univerzitách. Mezi významné české pedology patří například profesor Josef Kopecký (1865–1935), který je považován za zakladatele moderní české pedologie. Od roku 1908 byl profesorem půdoznalství, klimatologie a meteorologie na ČVUT. Byl čestným členem mezinárodní společnosti půdoznalecké. Jím sestrojené přístroje na stanovování fyzikálních vlastností půdy se používají dodnes. Dále je třeba zmínit profesora Jana Němečka (1928–2012), který koordinoval a odborně vedl rozsáhlý projekt – Komplexní průzkum půd (1962–1972), jenž poskytl znalosti a detailní data o půdách Československé republiky, a dále je autorem v současné době platného klasifikačního systému půd České republiky.



Obr. 1.1: Osobnosti světové a české pedologie: zleva V. V. Dokučajev (1846–1903), E. W. Hilgard (1833–1916), J. Kopecký (1865–1935), J. Němeček (1928–2012)

Pedologie má celou řadu podoborů, věnujících se detailněji konkrétním součástem půdy, či jejich vztahům a vlastnostem. Patří mezi ně půdní chemie, fyzika, mineralogie, biologie, morfologie, genetika, klasifikace, systematika, geografie, pedometrika, hydropedologie a aplikované obory.

Pedologie jako věda je rovněž zaštitěna mezinárodními vědeckými společnostmi. Jedná se o Mezinárodní unii věd o půdě (IUSS) – www.iuss.org a Evropskou konfederaci pedologických společností (ECSSS) – www.ecsss.eu, jejíž součástí je Česká pedologická společnost (ČPS) – www.pedologie.cz.

1.1. FUNKCE PŮDY

Půda má celou řadu funkcí. Obecně je lze rozdělit na **funkce produkční** a **mimoprodukční**. Produkční funkce je spojena s poskytováním výnosu, tedy jejím využitím v zemědělství a lesnictví. Půda je zde chápána jako využitelný zdroj. Je potřeba zmínit i související termín, a to **úrodnost** půdy. Ta je definována jako schopnost půdy poskytovat životní podmínky pro rostliny i edafon a je dána souborem fyzikálních, fyzikálně chemických, chemických a biologických vlastností půdy. Rozlišujeme úrodnost potenciální (přírozenou) danou vývojem půdy, tedy schopnost půdy poskytovat úrodu bez zásahu člověka, dále úrodnost efektivní, tedy úrodnost po zásahu člověka (např. hnojení), a úrodnost umělou – u půd uměle vytvořených člověkem. Dalším termínem je pak produkční schopnost, která je dána schopností půdy poskytovat výnosy určité konkrétní plodiny.

Ostatní, mimoprodukční funkce půdy jsou pro lidstvo neméně podstatné a jakékoli jejich narušování může mít zpětně pro lidstvo nedožrnné důsledky. Patří mezi ně schopnost půdy zadržovat, filtrovat a transformovat látky. Platí to jak pro látky přirozeně se vyskytující v přírodě (živiny, organická hmota – C, N), tak antropogenní hnojiva, pesticidy, či kontaminanty (rizikové prvky, organické polutanty). Transformacemi rozumíme rozkladné i syntetické procesy. K rozkladným patří dekompozice odumřelé biomasy a uvolnění živin, či degradace pesticidů a jiných organických kontaminantů. K syntetickým zase třeba tvorba stabilních humusových látek, která zajišťuje sekvestraci uhlíku v půdě. Další funkcí je významný vstup do koloběhu vody na Zemi. Půda je schopna zadržet obrovská množství vody, což vlastně umožňuje život nejen vyšších rostlin, ale i všech půdních organismů. Vymezení prostoru a podmínek pro život půdních organismů a jejich společenstev spolu se zachováním genetické informace je další funkcí půdy, ekologickou. Diverzita a hierarchie půdních společenstev není o nic jednodušší, než je tomu u společenstev „nadzemních“. Půda může být rovněž zdrojem surovin (hrnčářské, cihlářské nebo stavební hlíny nebo v lázeňství využívané slatiny). Tato funkce je na hranici produkční a mimoprodukční kategorie. Jedná se o produkci materiálu, který má ale i určitý kulturní přesah a regionální odlišnosti. Do kulturní funkce půdy lze řadit i záznam historických událostí. Půda dokumentuje vývoj civilizací na daném území. S tím i úzce souvisí sanitární funkce půdy, kterou lidstvo dlouhodobě využívá při pohřbívání. Půdní prostředí zabraňuje šíření chorob. Tato funkce se ale samozřejmě vztahuje i na přírodní systémy, kdy jsou odumřelá těla rozkládána a postupně se stávají součástí půdy. V neposlední řadě je pak půda podkladem staveb a předmětem obchodu a má tedy i funkci technickoekonomickou.

2. VZNIK PŮDY

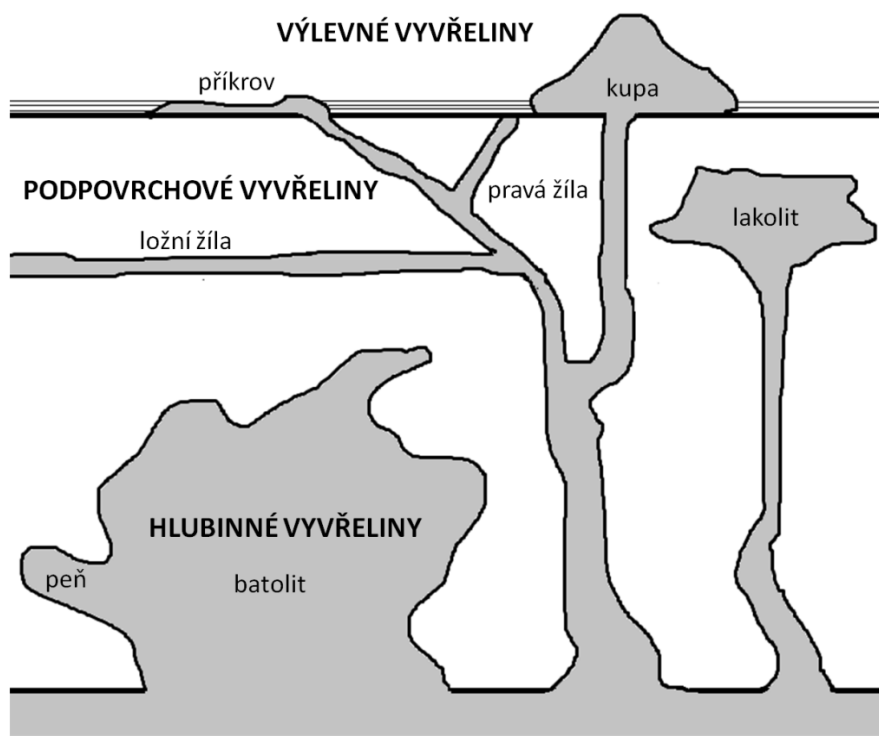
Jak bylo zmíněno v úvodu, půda je definována jako povrchová vrstva souše, vyvíjející se v důsledku působení půdotvorných faktorů a podmínek. Základními půdotvornými faktory jsou **matečná hornina**, z níž půda zvětráváním vzniká, **klima**, v němž se půda utváří, **vegetace a půdní organismy**, které půdu využívají jako prostor k životu a zdroj živin, a zároveň do ní dodávají organickou hmotu a živiny vracejí zpět do koloběhu, **dostatek či nedostatek vody** a **lidská činnost**. Podmínky půdotvorného procesu jsou **čas** a **reliéf**. Ty pouze podmiňují vznik některých typů půd, nikoli že by je aktivně formovaly, jak je tomu u půdotvorných faktorů. Žádný z těchto faktorů či podmínek neexistuje a nefunguje samostatně. Často nelze jednotlivé faktory objektivně oddělit. Klimatický faktor například působí přímo na půdu, ale rovněž podmiňuje růst specifické vegetace v konkrétním klimatickém regionu, a ta dále funguje jako biologický faktor. Uváděné členění je tedy formální, ale vhodné pro pochopení základních principů.

2.1. MATEČNÁ HORNINA

Matečná hornina tvoří půdotvorný substrát a část minerální složky půdy jako takové. Postupným zvětráváním zajišťuje přísun minerálních látek do půdy. Geologie rozlišuje několik základních skupin hornin.

Magmatické (vyvřelé) horniny – tedy horniny vzniklé zchladnutím magmatu za velice různorodých prostorových podmínek (obr. 2.1).

- hlubinné – žula, syenit, diorit, gabro
- žilné – různé druhy porfyrů
- výlevné – ryolit, trachyt, znělec, andezit, čedič



Obr. 2.1: Schematické znázornění tvarů těles jednotlivých typů magmatických hornin.

Sedimentární (usazené) horniny – tedy vytvořené transportem a sedimentací různorodého materiálu vzniklého rozpadem (zvětráním) jiných pevných hornin, nebo sedimentací biologického materiálu (schránek živočichů aj.). Existují tři základní skupiny sedimentů, které se dále dělí podle různých kritérií:

- klastické, rozdělené dále podle převažující velikosti částic
psefity (> 2 mm) – štěrk, slepenec, brekcie
psamity (0,063 - 2 mm) – písek/pískovec, křemenec, arkóza, droba
aleurity (0,004 – 0,063 mm) – spraš, sprašová hlína, prachovce
pelity (< 0,004 mm) – jíly, jílovce, jílové břidlice, kaolin, bentonit
- biochemické, rozdělené dále podle chemického složení
karbonátové – pěnovec, vřídlovec, vápenec, dolomit
křemičité – limnokvarcit, spongilit, křemelina, bulžník
ostatní - humolity, uhlí, ropa
- přechodné:
slínité – slín/slínovec, slínové břidlice

Metamorfované (přeměněné) horniny – tedy horniny původně sedimentární či magmatické přeměněné výraznou změnou tlakových, ale i teplotních podmínek. Podle plošného rozsahu metamorfózy rozlišujeme:

- kontaktně metamorfované horniny
- regionálně metamorfované horniny

Podle intenzity metamorfózy, tedy velikosti působících tlaků a teplot, rozlišujeme horniny, uvedené v tabulce 2.1.

Tab. 2.1: Typy metamorfovaných hornin rozdělené podle původního materiálu a intenzity metamorfózy.

Původní materiál	Slabá metamorf.	Střední metamorf.	Silná metamorf.
jílové a prachové břidlice	fylit	svor	pararuly
křemence, pískovce, silicity	kvarcity (krystalické křemence)		
karbonáty	krystalické vápence, kryst. dolomity, magnezity...		
kyselé horniny s křemenem	porfyroidy, ortoruly, granulity		
bazické horniny	zelené břidlice	amfibolity	eklogit

Z hlediska pedologie není až tak rozhodující, zda se jedná o horniny vyvřelé, metamorfované či sedimentární. Důležitější je jejich minerální složení, struktura, textura a tím vším podmíněná rychlost zvětrávání. Textura a struktura horniny ovlivňuje zrnitost a hloubku půdy, její prostorové uspořádání a rovněž transportní a transformační procesy. Chemické složení horniny pak do značné míry určuje obsah bazických kationtů v půdě, obsah rozpustných solí a živin a rovněž koncentrace rizikových prvků geogenního původu. Rozlišujeme horniny kyselé (na živiny velice chudé), neutrální, bazické (živinově bohaté) a ultrabazické. Toto rozdělení platí jak pro horniny vyvřelé hlubinné či výlevné, tak pro horniny metamorfované. Hlavní roli v tomto rozdělení hraje obsah SiO₂. U kyselých hornin přesahuje 65 %. Typické zástupce jednotlivých kategorií hornin uvádí tabulka 2.2. U metamorfovaných hornin je situace poněkud komplikovanější v tom, že chemismus především fylitů, svorů a

pararul souvisí s chemismem sedimentárních hornin, z nichž vznikly. Mohou se pohybovat na škále od kyselých po neutrální.

Tab. 2.2: Typy hornin rozdělené podle jejich vzniku a kyselosti.

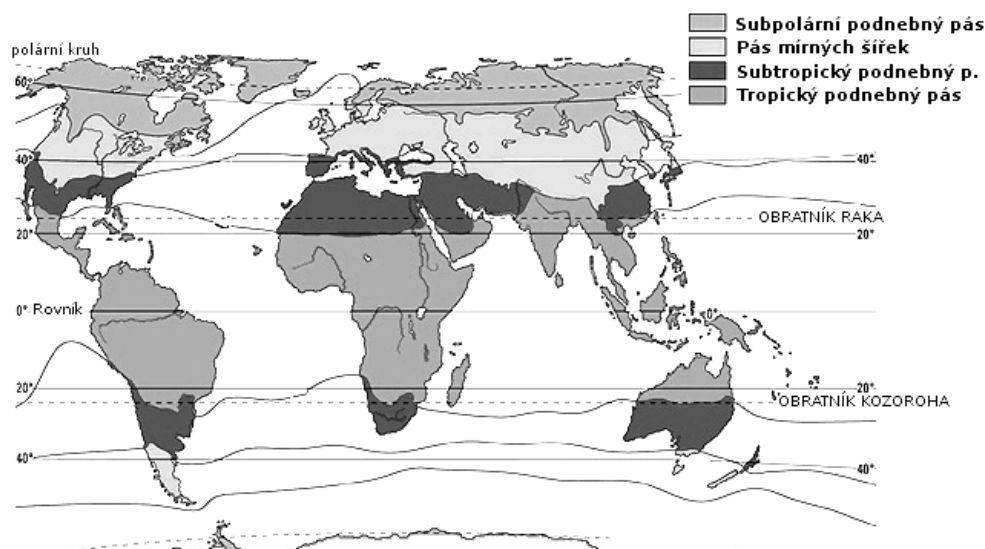
Vývřelé (magmatické)				
	kyselé SiO ₂ > 65%	neutrální SiO ₂ 52- 65%	bazické SiO ₂ 42- 52%	ultrabazické SiO ₂ < 42%
výlevné	ryolit, trachyt, znělec (fonolit), ryodacit, křemenný porfyr, živcový porfyr	dacit, andezit, křemenný porfyr, porfyr	čedič (bazalt), diabas, spilit, melafyr,	augitit
žilné	žulový, syenitový či granodioritový porfyr, aplit, pegmatit	křemenný dioritový porfyr, dioritový porfyr	gabrový porfyr	
hlubinné	žula (granit), syenit, granodiorit	křemenný diorit, diorit	gabro	peridotit
Přeměněné (metamorfované)				
	kyselé	neutrální	bazické	ultrabazické
slabě metamorfované	kvarcit, ortorula, fylit	fylit	zelené břidlice	
středně metamorfované	kvarcit, ortorula, svor	svor	amfibolit	
silně metamorfované	kvarcit, ortorula, pararula	pararula	eklogit	serpentinit

U sedimentárních hornin kyselost a zdroj živin souvisí především se složením sedimentovaného materiálu. Jsou definovány původem a strukturou, nikoli chemismem. U klastických sedimentů lze ale například říci, že **pískovce** či **křemence** patří mezi horniny kyselé a chudé, zatímco arkózy a droby jsou spíše slabě kyselé až neutrální, **spraše** a sprašové hlíny v souvislosti s obsahem karbonátů mohou být chápány jako bazické a na živiny bohaté. U biochemických sedimentů by šlo situaci zjednodušit tak, že karbonátové (**vápence**) jsou více bazické a bohatší, zatímco silicity spíše kyselé a chudé.

2.2. KLIMA

Klima ovlivňuje utváření půd prostřednictvím teploty, srážek a jejich vzájemného poměru v dlouhodobém měřítku. Nerozhoduje však jen vlastní teplota a vlhkost, ale zároveň délka trvání konkrétních klimatických podmínek a míra jejich kolísání. Například tropické klima v rovníkových oblastech je relativně teplé a bez vlivu zalednění již statisíce let, zatímco oblasti současného mírného klimatu za stejné statisíce let prošly několika dobami ledovými a meziledovými.

Podle teploty a srážek lze Zemi rozdělit do klimatických regionů. Nejjednodušší dělení je do základních klimatických pásem, tedy chladného (polárního a subpolárního), mírného, subtropického a tropického (suchého a vlhkého) (obr. 2.2).



Obr. 2.2: Základní klimatická pásma.

Další možností rozdělení je například **Köppenova klasifikace podnebí**. Je nejrozšířenější a nejpoužívanější klasifikací podnebí. Jejím autorem je německý klimatolog Wladimir Köppen. Klasifikace je utvořena podle rozložení teplot vzduchu a atmosférických srážek ve vztahu k vegetaci. Vznikla již roku 1884. V této klasifikaci je stanoveno 5 hlavních klimatických pásem s 11 základními klimatickými typy. Klimatická pásma jsou značena velkými písmeny: A, B, C, D, E.

A – Tropické (megatermální) podnebí

Ekvatoriální podnebí (*Af*)

Tropické monzunové podnebí (*Am*)

Periodicky suché savanové podnebí (*Aw*)

B – Suché (aridní a semiaridní) podnebí

Semiaridní podnebí (*BSh, BSk*)

Aridní podnebí (*BWh, BWk*)

C – Mírné (mezotermální) podnebí

Středomořské podnebí – teplé podnebí se suchým létem a vlhkou zimou (*Csa, Csb*)

Teplé podnebí s vlhkým létem a suchou zimou - zahrnuje Vlhké subtropické podnebí a Subtropické horské podnebí (*Cwa, Cwb, Cwc*)

Teplé vlhké podnebí (celoročně) – zahrnuje Vlhké subtropické podnebí, Oceánské podnebí a Subpolární oceánské podnebí (*Cfa, Cfb, Cfc*)

D – Kontinentální (mikrotermální) podnebí

Kontinentální podnebí se suchým létem a vlhkou zimou - zahrnuje Středomořské kontinentální podnebí a Subarktické podnebí (*Dsa, Dsb, Dsc, Dsd*)

Kontinentální podnebí s vlhkým létem a suchou zimou – zahrnuje Vlhké kontinentální podnebí a Subpolární podnebí (*Dwa, Dwb, Dwc, Dwd*)

Kontinentální vlhké podnebí (celoročně) – zahrnuje (*Dfa, Dfb, Dfc, Dfd*)

E – Polární a alpské podnebí

Polární podnebí a výškové podnebí nad 3000 m n. m. (*ET*)

Ledové podnebí – podnebí trvalého mrazu (*EF*)

Na základě těchto klimatických pásem Země, lze sledovat i zonalitu půd. Půdní zóny jsou založené na šířkové pásmovitosti, kontinentalitě a výškové stupňovitosti. Této zonalitě však podléhají pouze takzvané zonální půdy. Existují i půdy azonální (méně závislé na bioklimatu, např. mladé půdy v podmínkách nepříznivých pro pedogenezi) a intrazonální (nezávislé na bioklimatických podmínkách, většinou vázané na extrémní substrát), které se tomuto rozložení vymykají. Klima ovlivňuje rychlost zvětrávání a výsledné produkty zvětrávání, vodní režim půdy, vegetační kryt půdy, délku vegetačního období atd. Platí například, že dostatek srážek vede ke vzniku lépe diferenciovaných půd (více půdních horizontů), zatímco při nedostatku vznikají spíše půdy méně diferencované.

2.3. BIOLOGICKÝ FAKTOR

Dalším půdotvorným faktorem je faktor biologický. Jedná se vlastně o působení živých organismů na půdu. Živé organismy půdu přeměňují, utvářejí a využívají. Obecně je lze ve vztahu k půdě rozdělit do dvou skupin: organismy žijící jen částí těla v půdě a organismy žijící v půdě celým tělem (edafon). Do první skupiny lze zařadit veškeré vyšší rostliny, které půdu ovlivňují prostřednictvím kořenového systému (mechanicky prorůstáním a chemicky vylučováním – exsudací organických kyselin) do různých hloubek a vzdáleností. Transpirace rostlin ovlivňuje vlhkostní i živinový stav půdy. Rhizosféra (tenká vrstva půdy obklopující kořeny rostlin) se tedy poměrně značně liší od volné půdy. Dále vegetační kryt půdy vytváří specifické mikroklima a brání erozi půdy. Zároveň se odumřelá těla nebo opadané listy či jehličí hromadí na povrchu půdy, kde podléhají řadě přeměn a stávají se tak součástí půdy (viz kapitola organická hmota v půdě). Jiné chemické vlastnosti má opadané jehličí, jiné listy opadavých dřevin a jiné tlející traviny. To vše podmiňuje charakter utvářené půdy. Například kyselý a těžko rozložitelný opad jehličnanů vytváří podmínky pro vznik podzolů a dlouhodobá akumulace dobře rozložitelné biomasy stepních travin vede ke vzniku černozemí.

Edafon, tedy společenstvo organismů žijící uvnitř půdy, je s půdou ve velice úzkém vztahu. Půda svým chemickým či zrnitostním složením ovlivňuje zastoupení jednotlivých skupin edafonu. Půdní organismy se naopak podílejí na tvorbě půdní struktury, zpřístupňování živin, zajišťují sanitární funkci půdy (pohřbívání) a řadu dalších funkcí, viz kapitola 3.8 Živá složka půdy.

2.4. ČAS

Z hlediska časového, tedy stáří půd, je v úvodu třeba zmínit některé spíše geologické epochy či období. Období od posledního zalednění do současnosti se nazývá holocén a zahrnuje období trvající posledních 12–15 000 let. Holocénu předcházeli takzvaný pleistocén, tedy období periodického střídání chladnějšího a teplejšího klimatu, respektive dob ledových (glaciálů) a meziledových (interglaciálů). Lze konstatovat, že proces pedogeneze probíhá optimálně pouze v relativně teplém a vlhkém klimatu. Naopak doby ledové a vlastní zalednění proces pedogeneze prakticky zastavují a uzavírají takzvaný pedogenetický cyklus (jedno období vývoje substrátu v půdu). Rozlišujeme kontinentální zalednění šířící se od pólů a horské zalednění nejvyšších horstev. Pro evropské půdy má největší význam Alpské vysokohorské zalednění a Severoevropské kontinentální zalednění.

Většina našich půd se vytvořila v období holocénu, tedy po poslední době ledové, a patří tak do skupiny monocyklických půd s recentním vývojem. Jejich absolutní stáří je zhruba 10–15 000 let. Existuje však i relativní stáří půd. Tedy doba nutná ke vzniku konkrétního půdního typu na konkrétním místě. Od konce poslední doby ledové se klimatické podmínky dále měnily. Nejprve se oteplilo a podnebí bylo sušší. Do této doby lze zařadit vznik černozemí v rozsáhlých lesostepních oblastech (před 10 000 lety). V období před 6–8 tis. lety klima zůstalo stále teplé, ale bylo již vlhčí. To umožnilo větší rozvoj dřevin, půdy byly promývány a došlo k větší diferenciaci půdních profilů. Do tohoto období spadá

například vývoj hnědozemí. Stabilizace současných podmínek včetně vertikální pásmosti spadá zhruba do období před 3000 lety.

Je třeba si uvědomit, že pedogeneze je dynamický děj a půdy se do jisté míry proměňují v každém okamžiku. Například pro zmíněné černozemě byla nutná dlouhodobá akumulace organické hmoty, její zrání a stabilizace. Lidé je ale dokázali nevhodným velkoplošným hospodařením a zrychlením eroze přeměnit (degradovat) na regozemě, jejichž relativní stáří je pouze několik desítek let. Jsou tedy pedogenetické procesy, které potřebují dostatek času, a procesy, které vytvoří určitý půdní typ za relativně krátkou dobu. K těm krátkodobějším patří i zamokření a vznik hydromorfních půdních typů.

2.5. RELIÉF

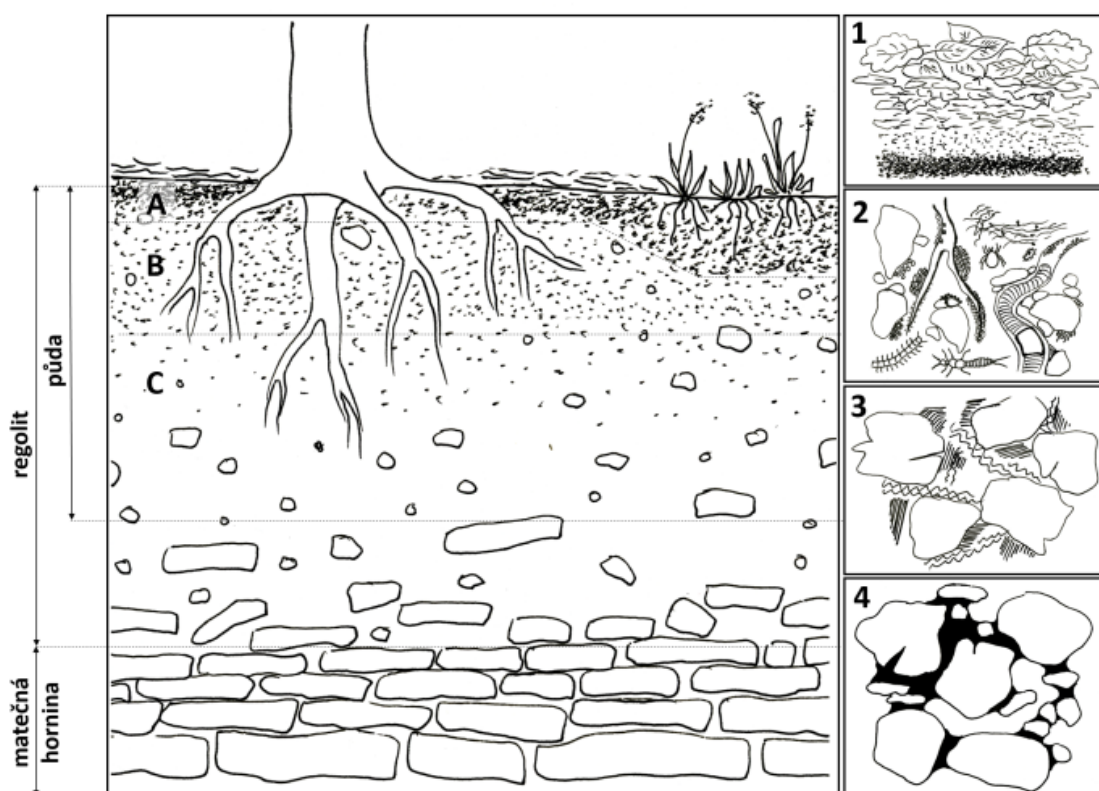
Reliéf je další podmínkou půdotvorného procesu. Ovlivňuje (podmiňuje) několik základních charakteristik podílejících se na vzniku konkrétních půd. Definuje rozdělení slunečního záření a vody. Expozice svahů určuje množství energie dopadající na vegetaci, či přímo na půdu. Ovlivňuje tak charakter vegetace i vodní režim. Tvar terénu zase rozhoduje o distribuci srážek a vsaku srážkové vody. Návětrné svahy jsou typické vyššími úhrny srážek a na opačných stranách horských hřbetů vznikají srážkové stíny. V rovinatých terénech se voda lépe vsakuje do půdy, na svazích začíná při intenzivnějších srážkách vznikat povrchový odtok, který má transportní schopnosti a způsobuje tak vodní erozi. Čím větší je pak sklon a délka svahu, tím je pravděpodobnost eroze vyšší. Výraznou roli hraje i nadmořská výška. Zde dochází k propojení vlivu reliéfu a klimatu.

2.6. LIDSKÁ ČINNOST

Člověk se podílí na utváření půd dlouhodobě a s různou intenzitou i kvalitou. Vlastní hospodaření na půdě, pastva, obdělávání, hnojení, závlahy atd., to vše mění přirozené podmínky pedogeneze. Rovněž negativní dopady lidské činnosti, jako je zrychlená eroze, či kontaminace, vedou ke změnám přirozených půdních procesů (viz kapitola Ochrana půd). To vše se ale stále týká půd přirozeně vzniklých, které člověk pouze mění. Specifickým rysem lidské činnosti jako půdotvorného faktoru je vytváření nových půd. Patří sem například rekultivace povrchů výsypek či skládek odpadů navrstvením zeminy. Člověk tak přímo (použitým materiálem) určuje vlastnosti nově vzniklé půdy. Z tohoto pohledu rozdělujeme půdy na ovlivněné člověkem a vytvořené člověkem.

3. SLOŽKY PŮDY

Půdotvorné faktory a podmínky určují obsah a vlastnosti jednotlivých půdních složek a jejich podíl v půdě jako celku. Základní součásti (složky) půdy znázorňuje obrázek 3.1. Jednotlivé součásti půdy lze rozdělit podle různých hledisek. V půdě můžeme vymezit pevnou, kapalnou a plynnou fázi. Můžeme odlišit živou a neživou část půdy. Neživou lze dále dělit na organickou a minerální. A v dělení lze pokračovat dále do větších a větších detailů. Každá z těchto jednotlivých složek a jejich konkrétní kombinace v půdě pak vytváří pestrou škálu půdních typů, subtypů, variet atd.



Obr. 3.1: Schématický půdní profil a základní složky půdy. Svrchní, biologicky pozměněná a oživená vrstva zvětralé horniny (regolitu) je půda. 1 – odumřelá organická hmota v různých stádiích rozkladu; 2 – živá složka půdy zahrnuje kořeny vyšších rostlin a edafon různých velikostních i taxonomických kategorií; 3 – pevná složka půdy zahrnuje primární i sekundární minerály spolu s organickou hmotou v různých formách; 4 – složky půdy dle skupenství: pevná, kapalná a plynná složka.

3.1. MINERÁLNÍ SLOŽKA PŮDY

Minerální složka půdy se vytváří zvětráváním matečných hornin a substrátů. Velikostně tato složka zahrnuje kategorie od koloidů, až po balvany a již tímto svým parametrem výrazně ovlivňuje vlastnosti půdy jako celku. Zastoupení jednotlivých primárních minerálů (původních, horninových) závisí na složení matečné horniny. V půdách kyselých na kyselých substrátech převažují křemen, kyselé typy živců a slídy, ale v menším množství se může

vyskytovat i široká škála jiných minerálů. V půdách na bohatších neutrálních až bazických substrátech stoupá podíl bazických živců, obsah křemene je nižší a stoupá podíl takzvaných mafických (tmavých) minerálů jako jsou pyroxeny, amfiboly či turmalín. U půd na karbonátových substrátech převažuje kalcit. V sedimentárních horninách je pak zastoupení jednotlivých minerálů řízeno složením původního materiálu a může být značně různorodé.

Zvětrávání je jedním ze základních pedogenetických procesů, při kterém se prvky obsažené v horninách a minerálech uvolňují a přecházejí do jiných forem, čímž se zapojují do koloběhu látek v prostředí. Ke zvětrávání dochází v důsledku interakcí horniny s atmosférou, hydrosférou a biosférou. Ty na ní působí fyzikálně, biologicky a chemicky. **Fyzikální zvětrávání** vyvolávají např. změny teploty (jednotlivé minerály mají různou teplotní roztažnost), změny skupenství vody v pórech nebo probíhá mechanické obrušování. Výsledky tohoto procesu jsou úlomky hornin různé velikosti. Nedochází při něm k uvolňování prvků a jejich mobilizaci. **Biologické zvětrávání** je specifické tím, že vedle sebe působí chemické i fyzikální procesy ovšem zapříčiněné živými organismy (např. prorůstání kořenů do puklin, či produkce kyselých kořenových exsudátů). Jako další příklad lze uvést zvětrávání karbonátů, které by nebylo možné bez CO_2 produkovaného dýcháním organismů. **Chemické zvětrávání** probíhá nejochotněji v teplých a vlhkých oblastech. Čím více se podmínky liší od tohoto ideálu, tím více převažuje zvětrávání fyzikální. Dalšími kritérii jsou stupeň rozrušení horniny, velikost zvětrávaných zrn horniny a existence různých povlaků na zrnech. Chemickým zvětráváním vznikají nové látky (sekundární minerály), jako jsou „jílové minerály“ a nerozpustné oxidy, které se akumulují uvnitř zvětrávané horniny, zatímco více rozpustné soli jsou vodou transportovány z místa reakce skrz zvětrávanou horninu. Tvorba konečných produktů chemického zvětrávání není závislá pouze na složení matečné horniny, ale i na prostředí, ve kterém k ní dochází. Sekundární minerál kaolinit například vzniká přeměnou živců přednostně v teplém klimatu s vysokým úhrnem srážek, zatímco v půdách semiaridních oblastí jsou daleko častějším produktem montmorillonit a illit.

Při chemickém zvětrávání dochází ke čtyřem základním procesům. Jedná se o rozpouštění, hydrataci, oxidaci či redukci a hydrolýzu. **Rozpouštění** se např. soli ve vodě a rychlost reakce vzrůstá s teplotou. Dalším pro půdu důležitým příkladem je rozpouštění karbonátů v přítomnosti kyseliny uhličitě. **Hydratace** probíhá dvojím způsobem. Může dojít k vytvoření vodního obalu kolem částice, čímž vzroste její mobilita, nebo se voda stává součástí nové sloučeniny (Fe_2O_3 – hematit se hydratuje na $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ – limonit). **Oxidaci a redukci** se mění oxidační čísla prvků a tím i jejich vlastnosti. Jednoduchým příkladem je pyritové zvětrávání, kdy se $\text{Fe}^{II+}\text{S}_2$ – pyrit postupně mění v $\text{Fe}^{III+}_2\text{O}_3$ – hematit. **Hydrolýza** je z chemického hlediska reakcí solí a vody disociované na H^+ a OH^- . Hydrolýzují pouze ionty slabých kyselin nebo zásad. Alumosilikáty (živce, slídy aj.), nejzastoupenější minerály v půdě, jsou vlastně soli slabých kyselin a zásad nebo slabých kyselin a silných zásad. Podle toho, který ion při zvětrávacích hydrolytických reakcích vzniká, rozlišujeme hydrolýzu kyselou (častá v našich klimatických podmínkách) a hydrolýzu alkalickou (především v tropických oblastech). Všechny alumosilikáty hydrolýze podléhají, přičemž alkalické kovy a kovy alkalických zemin jsou z nich vyluhovány a jako nerozpustné produkty vznikají různé koloidní hydroalumosilikáty, časem i špatně krystalizované, kryptokrystalické alumosilikáty zpravidla se strukturou vrstevnatých vazeb tetraedrů, které se v pedologii nazývají jílové minerály. Chemickým zvětráváním tedy dochází k přeměně primárních minerálů charakteristických pro horniny na minerály sekundární více zastoupené v půdách.

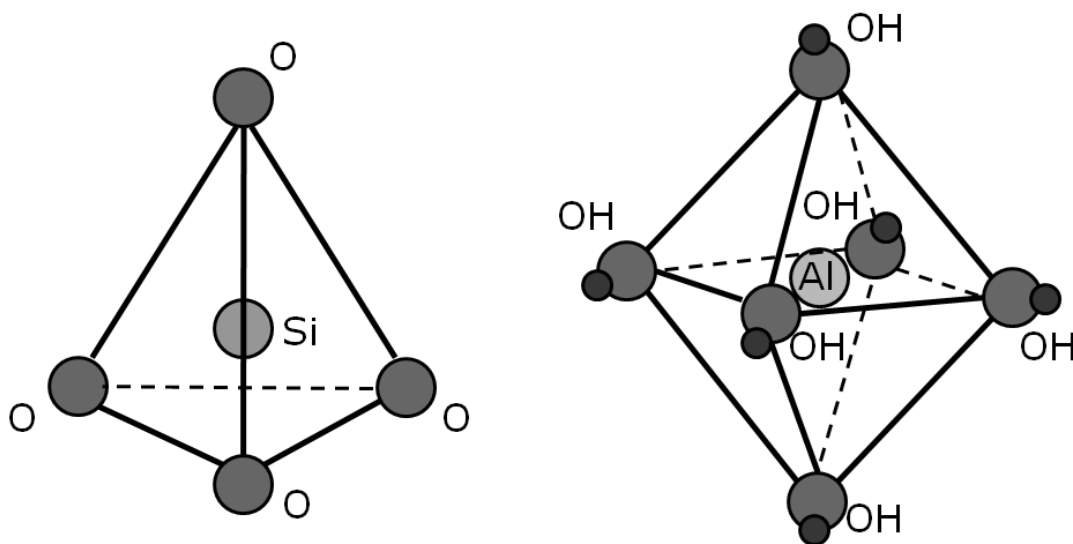
3.1.1. PŮDNÍ MINERÁLY

V půdách se tedy současně vyskytují minerály primární i sekundární. Systematika minerálů je založena na jejich chemickém složení. První skupinou jsou prvky. Ty se v půdním prostředí vyskytují spíše výjimečně. Jedná se například o síru, stříbro nebo zlato. Druhou

skupinu tvoří sulfidy, které rovněž bývají v půdách zastoupeny jen v nepatrných množstvích a jejich výskyt bývá lokální. Jedná se o pyrit (FeS_2), galenit (PbS), sfalerit (ZnS), nebo chalkopyrit (CuFeS_2). Třetí skupinou jsou halogenidy, které se již v určitých konkrétních půdních typech vyskytují poměrně hojně (halit – NaCl , fluorit – CaF_2). Čtvrtá skupina obsahuje oxidy, hydroxidy a oxyhydroxidy. Do ní patří v půdách nejzastoupenější minerál křemen (SiO_2) nebo méně hojný hematit (Fe_2O_3), ale i korund (Al_2O_3), gibbsit ($\text{Al}(\text{OH})_3$), goethit (FeOOH) aj. Pátou skupinou jsou uhličitany. Rovněž zahrnuje běžně se vyskytující půdní minerály jako kalcit (CaCO_3), dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) nebo magnezit (MgCO_3), ale i méně častý natrit (Na_2CO_3). Šestou skupinu tvoří sírany. Jejich větší výskyt v půdách je vázán pouze na určité půdní typy. Jedná se například o sádrovec ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Do sedmé skupiny patří relativně málo hojné fosforečnany (např. apatit $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$), které jsou ale jako zdroj fosforu velice podstatné a limitující pro výživu rostlin. Osmá a poslední skupina jsou silikáty. Jedná se o velice rozsáhlou skupinu dělicí se do řady podskupin. Zahrnuje velké množství primárních minerálů v půdě se hojně vyskytujících (živce, slídy) a celou skupinu sekundárních minerálů (jílových).

SYSTEMATIKA SILIKÁTŮ

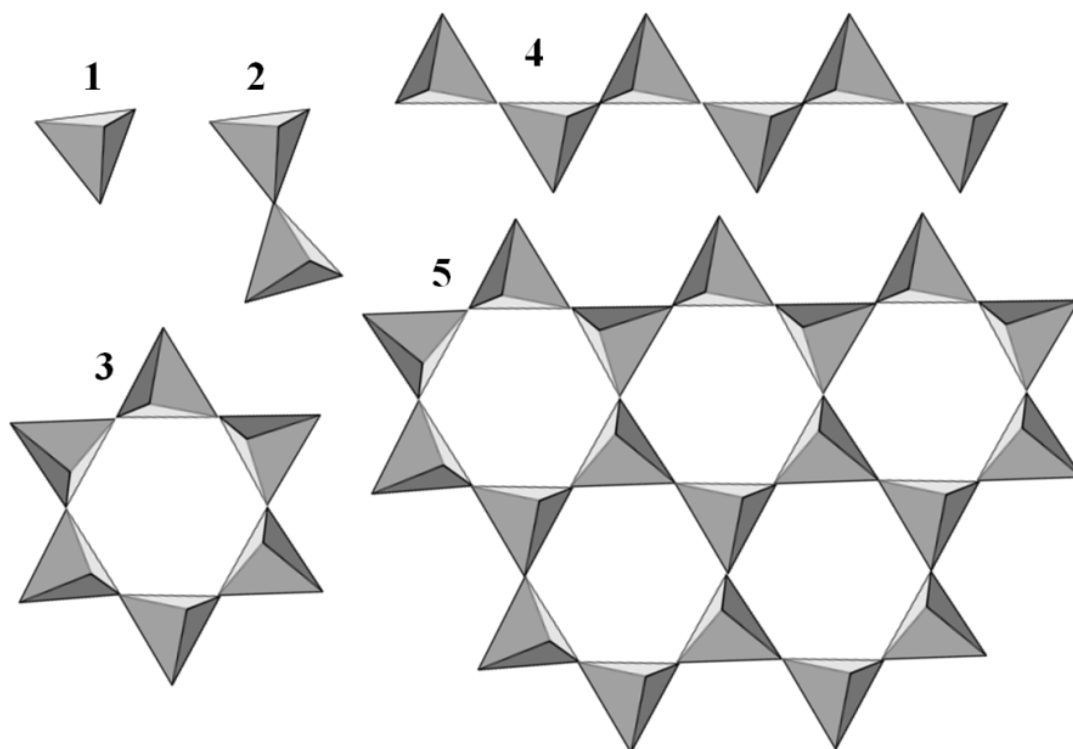
Systematika silikátů je založena na prostorovém uspořádání základních stavebních jednotek, tetraedrů a oktaedrů (obr. 3.2 a 3.3). **Tetraedry** se skládají z jednoho atomu křemíku obklopeného čtyřmi atomy kyslíku a vyskytují se ve všech typech silikátů. U **oktaedrů** bývá v centrální části hliník a ten obklopuje šest OH^- skupin. Oktaedry jsou zastoupeny v aluminosilikátech. V těchto základních jednotkách je častým jevem takzvaná **izomorfní substituce**. Při ní dochází k výměně křemíku ($4+$) v tetraedru za hliník ($3+$), či hliníku ($3+$) v oktaedru za hořčík ($2+$). Tím vzniká jejich permanentní záporný náboj.



Obr. 3.2: Schéma tetraedru (vlevo) a oktaedru (vpravo)

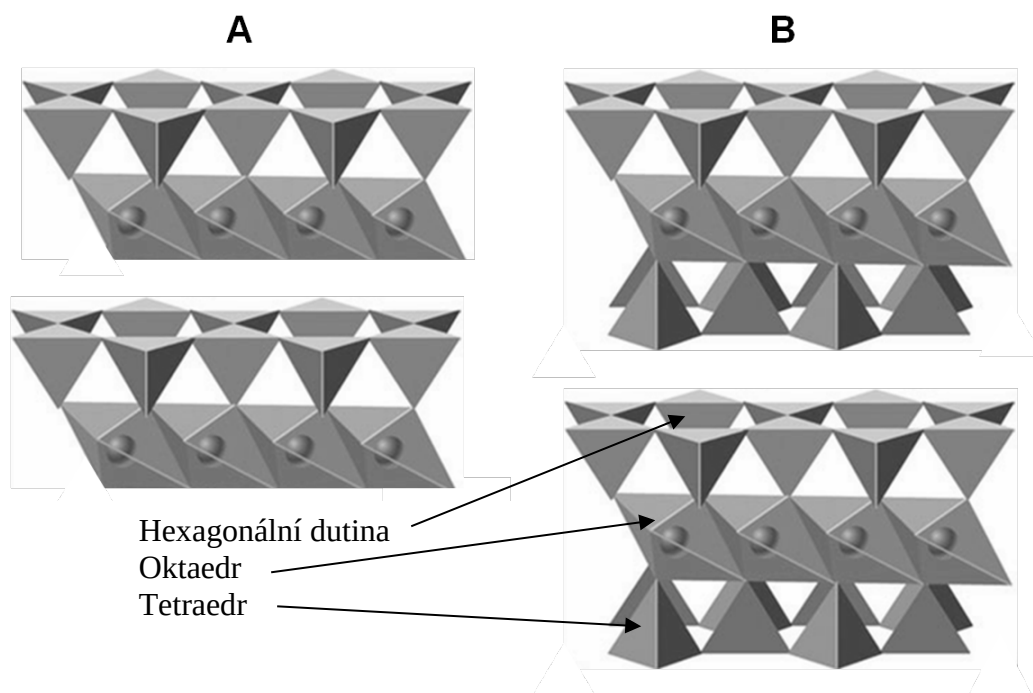
Jsou-li tetraedry volně rozptýleny a pospojovány pouze pomocí kationtů (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , atd.), hovoříme o nesosilikátech (olivín, granát, disten). Jsou-li již vytvořeny tzv. diortogrupy, tedy dvojice tetraedrů spojené pomocí atomů kyslíku ve vrcholech čtyřstěnů, a ty opět propojeny kationty, hovoříme o sorosilikátech (epidot). Cyklosilikáty nazýváme takové silikáty, u kterých dochází k propojení tří, čtyř, ale nejčastěji šesti tetraedrů pomocí atomů

kyslíku do prstenců. Prstence se mohou spojovat i do více vrstev, ale jen pomocí kationtů (turmalín). Dalším stupněm jsou inosilikáty, kde jsou tetraedry spojeny do jedno-, nebo víceřadých řetězců (pyroxeny, amfiboly, či attapulgit, který bývá řazen k minerálům jílovým).



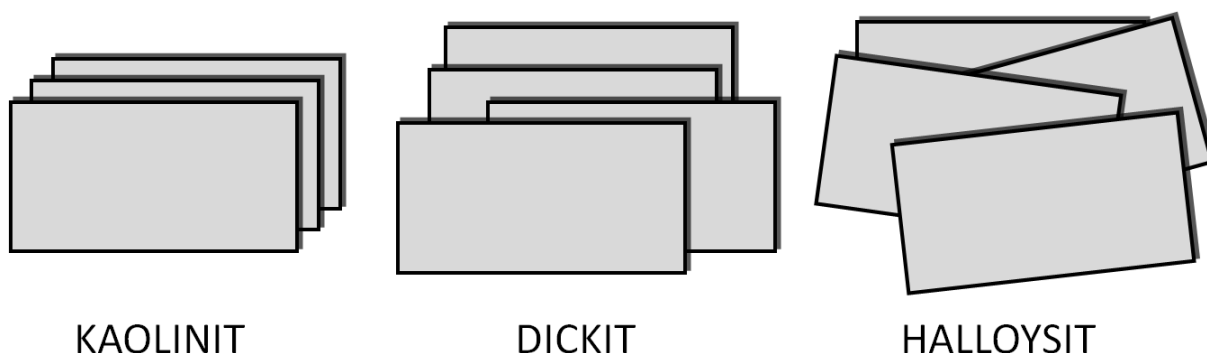
Obr. 3.3: Propojení tetraedrů v silikátech. 1–základní stavební jednotka nesosilikátů, 2–základní jednotka sorosilikátů, 3–základní jednotka cyklosilikátů, 4–základní jednotka inosilikátů, 5–základní jednotka fylosilikátů.

Fylosilikáty mají vrstevnatou strukturu a patří mezi ně mimo jiné zmíněné sekundární alumosilikáty (jílové minerály). Dělí se podle struktury a uspořádání vrstev do skupin kaolinitu, halloysitu, mastku, slíd (muskovit, biotit – primární minerály skupiny fylosilikátů, v půdách poměrně časté), chloritů, vermikulitu atd. Vrstvy jsou oktaedrové i tetraedrové, ale neleží samostatně, vždy se prostřednictvím sdílených vrcholových kyslíků pevně spojují do **dvojvrstev** nebo **trojvrstev** (obr. 3.4). V tetraedrových vrstvách vznikají hexagonální dutiny o průměru 0,28 nm, které mají velký význam pro půdní sorpci rozměrově odpovídajících iontů ($K^+ = 0,266$ nm; $NH_4^+ = 0,286$ nm). Ve dvojvrstvách i trojvrstvách jsou tetraedry a oktaedry pevně spojeny, takže mezi ně nelze sorbovat žádné ionty.



Obr. 3.4: Pevné propojení tetraedrů a oktaedrů a schéma jejich uspořádání do A) dvojvrstev a B) trojvrstev fylosilikátů.

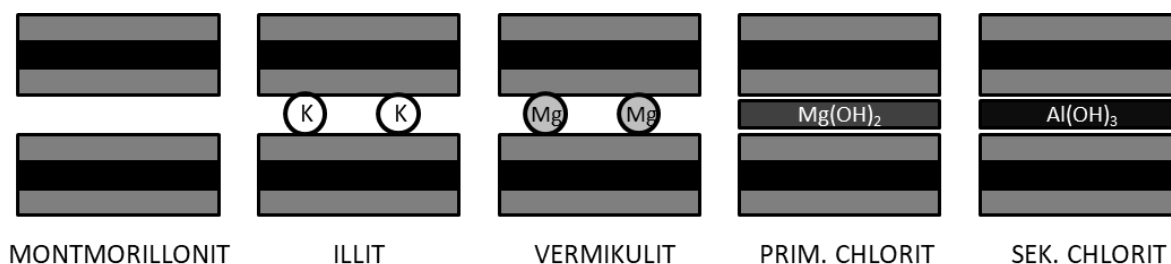
Charakteristickými rysy **dvojvrstvých jílových minerálů** jsou fixní vzdálenost dvojvrstev způsobená jejich propojením vodíkovými můstky mezi okrajovými atomy kyslíku a OH skupinami (0,72 nm, tato vzdálenost zahrnuje i tloušťku jedné dvojvrstvy) a z toho plynoucí neschopnost bobtnání a sorpce na vnitřní povrchy. Do této skupiny minerálů patří **kaolinit**, **dickit** a **halloysit**, které mají společný vzorec $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ale liší se uspořádáním vrstev (obr. 3.5). Jejich vlastnosti se též nepatrně liší. Halloysit již může bobtnat, ale minimálně oproti trojvrstevným aluminosilikátům.



Obr. 3.5: Zástupci dvojvrstvých jílových minerálů.

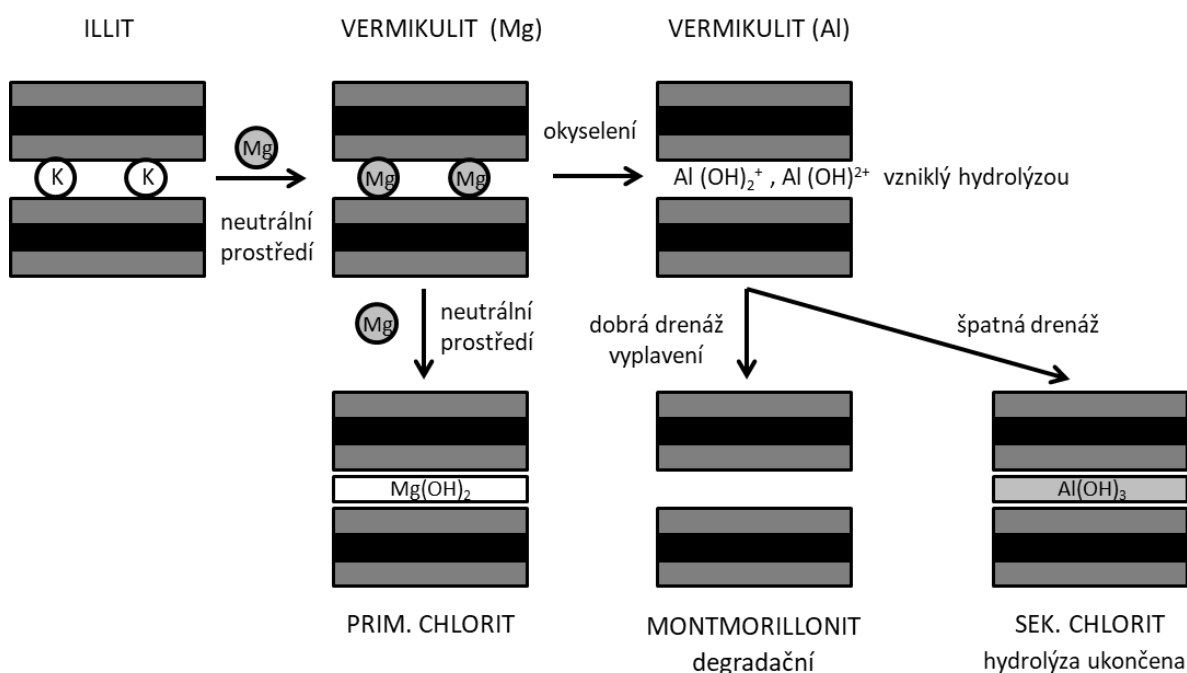
Trojvrstvé jílové minerály jsou tvořeny dvěma vrstvami tetraedrů, mezi nimiž leží vrstva oktaedrová. Z toho plyne, že jednotlivé trojvrstvy sousedí atomy kyslíku, a tedy vodíkové můstky nevznikají. Minerály mohou bobtnat vstupem molekul vody mezi trojvrstvy, sorbovat řadu prvků i látek a měnit vzdálenost trojvrstev (0,96–2,14 nm). Do této skupiny patří **montmorillonit**, **illit**, **vermikulit** a **chlorit** (obr. 3.6). **Montmorillonit** je nejbobtnavější ze zmíněných minerálů. **Illit** je v interlamelárních prostorech nasycen draslíkem (v hexagonálních dutinách), který přejímá funkci vodíkového můstku, čímž značně omezuje kolísání mezivrstevné vzdálenosti. Totéž lze říct i o **vermikulitu**, pouze s tím rozdílem, že

zde je vázán hořčík. **Chlorit** rozlišujeme primární s brucitickou vrstvou (vrstva oktaedru tvořených z $\text{Mg}(\text{OH})_2$ vložená mezi trojvrstvy) a sekundární s gibbsitovou vrstvou (oktaedry z $\text{Al}(\text{OH})_3$). Na jejich vlastnostech se opět podílejí vodíkové můstky mezi trojvrstvami a vloženými vrstvami.



Obr. 3.6: Zástupci trojvrstvých jílových minerálů.

Jílové minerály se mohou v průběhu pedogeneze měnit a přecházet jeden v druhý a naopak (obr. 3.7). Například proces depotasifikace (vyplavení draselných iontů) může postupovat od slíd (muskovitu) přes illit k vermikulitu či montmorillonitu.



Obr. 3.7: Schéma některých možných transformací trojvrstvých jílových minerálů.

Vrstevnaté jílové minerály mohou být rovněž tvořeny z dvojvrstev i trojvrstev současně. Hovoříme pak o **interstratifikovaných minerálech**, jejichž vlastnosti jsou dány typem převažujícího minerálu uvedeného výše. Do skupiny jílových minerálů řadíme i **amorfní alofán**. Jedná se o směs gelů na bázi Si a Al obsahující větší množství vody.

Pokud dojde k trojrozměrnému propojení tetraedrů uvnitř minerálu, hovoříme o **tektozilikátech**. Patří mezi ně primární minerály – živce, foidy a zeolity. Živce se rozlišují draselné, sodnovápenaté a barnaté. Mezi horninotvorné minerály se ale řadí pouze živce sodnovápenaté zvané plagioklasy (tab. 3.1) a z draselných živců ortoklas (KAlSi_3O_8). Tyto živce jsou po křemenu nejhojněji zastoupenými primárními minerály v půdách.

Tab. 3.1: Systematika sodnovápenatých živců – plagioklasů. Téměř čistě sodný živec se nazývá albit a téměř čistě vápenatý anortit. Ostatní jsou směsné minerály s různým podílem sodné (albitové) či vápenaté (anortitové) složky.

Jméno minerálu	albitová složka	anortitová složka	pH
Albit $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	90 – 100%	0 – 10%	kyselý plagioklas
Oligoklas	70 – 90%	10 – 30%	kyselý až neutrální plagioklas
Andezin	50 – 70%	30 – 50%	neutrální plagioklas
Labradorit	30 – 50%	50 – 70%	bazický plagioklas
Bytownit	10 – 30%	70 – 90%	bazický plagioklas
Anortit $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	0 – 10%	90 – 100%	bazický plagioklas

3.2. ORGANICKÁ SLOŽKA PŮDY

Půdní organickou hmotou se v tomto pojetí rozumí soubor všech neživých organických látek nacházejících se na povrchu půdy či v ní. Tvoří přes 80 % veškeré (tedy i živé) organické hmoty v půdě. Jiná definice ji popisuje jako odumřelé organické látky v různém stupni rozkladu a resyntézy, jejichž část je vázána na minerální podíl (jinak též **humus veškerý**). K této druhé definici se vztahuje i dělení půdní organické hmoty podle stupně její přeměny. Rozlišujeme humusotvorný materiál, nehumusové látky a látky humusové. **Humusotvorný materiál** tvoří nerozložené odumřelé zbytky rostlin, živočichů a mikroorganismů. Rychlost jejich rozkladu závisí na chemickém složení, například na poměru C/N (čím více N, tím snadnější rozklad). Snáze podléhají rozkladu bílkoviny a celulóza, pomaleji pak lignin, lipidy či třísloviny. **Nehumusové látky** jsou v podstatě meziprodukty rozkladu a syntézy. Mají stanovitelné chemické charakteristiky (sacharidy, aminokyseliny, jednodušší organické kyseliny – šťavelová, jablečná...). Mnohé z nich jsou součástí takzvané rozpustné organické hmoty, o níž bude více v kapitole 3.5.1. Půdní roztok. Nejedná se však o látky specificky půdní. Poslední skupinu tvoří **humusové látky (humus vlastní)**, tedy látky specificky půdní. Jedná se o konečné produkty humifikačních pochodů.

Nerozložená odumřelá organická hmota prochází řadou přeměn a procesů. Zapojuje se do potravních řetězců a tím i do toků látek, energií. Tyto procesy jsou jednou ze základních složek pedogeneze, podílejí se na tvorbě půdní struktury, na půdní úrodnosti, na schopnosti zadržení vody, živin i cizorodých látek v půdě. Rozlišujeme tyto typy přeměn organické hmoty:

3.2.1. MINERALIZACE

Mineralizace je vlastně rozkladem organického materiálu přes řadu meziproduktů až na nejzákladnější součásti, tedy vodu, CO_2 , NH_3 a jiné jednoduché minerální složky. Největší měrou se na tomto procesu podílejí půdní bakterie. Optimálně probíhá v aerobním prostředí lehkých půd, za příznivých vlhkostních i teplotních podmínek. Mineralizací se organická hmota rozkládá a energie v ní uložená se uvolňuje. Každoročně je takto mineralizováno více než

50 % organické hmoty dodané do půdy. Rozlišujeme rychlou mineralizaci primární, která přeměňuje humusotvorný materiál a jednodušší nehumusové látky, a mineralizaci sekundární,

kteřá se podílí na velice pomalém rozkladu složitější organické hmoty vzniklé procesem humifikace (viz dále).

*Nevhodným hospodařením na půdě lze výrazně zrychlit sekundární mineralizaci a o humifikaci dlouhodobě vytvářené zásoby uhlíku a energie lze během relativně krátké doby nenávratně přijít. Dalším důsledkem takové mineralizace je nadměrná produkce CO₂, tedy skleníkového plynu. Snaha snížit mineralizaci organické hmoty a udržet uhlík pohřbený v půdě (**SEKVESTRACE UHLÍKU**) je jednou ze základních priorit udržitelného vývoje na naší planetě.*

3.2.2. ULMIFIKACE A KARBONIZACE

Pro tyto procesy je společné, že probíhají v anaerobním prostředí. Z hlediska toku energie se jedná o proces, při němž na rozdíl od mineralizace nedochází k úplnému rozložení organické hmoty a v půdě se hromadí energeticky bohaté meziprodukty rozkladu. Při **ulmifikaci**, neboli rašelinění, dochází k nekompletní biodegradaci. Je zpracována pouze část organického materiálu (bílkoviny, celulóza). Další degradace je bržděna ukládáním polyfenolproteinových komplexů na buněčných stěnách, kdy polyfenoly vznikají fragmentací ligninu a proteiny rozkladem bílkovin. Při **karbonizaci**, neboli uhelnatění, dochází ke vzniku humusového uhlí. Má ve své struktuře relativně vyšší množství uhlíku a méně kyslíku, dusíku a vodíku oproti materiálu, ze kterého vzniklo.

3.2.3. HUMIFIKACE

Zásadním procesem při pedogenezi je humifikace. Dochází k ní při časovém a prostorovém střídání aerobních a anaerobních podmínek. To zajišťuje agregovaný stav půdy, kdy v meziagregátových prostorech je kyslíku dostatek a uvnitř agregátů je prostředí téměř anaerobní. Proces humifikace zahrnuje rozkladné i syntetické pochody. Důležité je, jaký výchozí materiál je rozkládán. Snáze podléhají rozkladu škroby, bílkoviny či celulóza než tuky, vosky nebo lignin a další fenolické látky. Typickými meziprodukty humifikačního procesu jsou kyseliny citrónová, vinná, mléčná, jablečná a kyselina šťavelová. V běžných podmínkách se těchto látek vyskytuje v půdním roztoku malé množství, protože jsou rychle spotřebovány půdními organismy. Jejich zvýšený výskyt lze pozorovat v rhizosféře, kam jsou vylučovány z kořenů rostlin, nebo v organickém horizontu půd, kde vznikají dekompozicí. Rozkladem ligninu, na kterém se již nutně podílejí půdní houby, vznikají fenoly a fenolické kyseliny. Typické příklady fenolických kyselin jsou kyselina protokatechová, gallová a kávová. Dalšími zástupci této poslední skupiny jsou polymerní fenoly jako katechin nebo gallokatechin souhrnně nazývané flavonoidy. Tyto mohou v půdě setrvávat volně (jsou pak součástí takzvané rozpustné organické hmoty). V případě humifikace ale dochází k jejich spojování různými fyzikálněchemickými či chemickými vazbami. Produkty jsou pak huminové látky (huminové kyseliny, fulvokyseliny nebo humin). Jedná se o látky specificky půdní, stabilní, v nichž je pevně poután uhlík i energie. Tato stabilní část půdní organické hmoty se vyvíjí velice pomalu – desítky i stovky let. Existuje více teorií vzniku humusových látek, které v sobě ale vždy jistým způsobem zahrnují transformaci ligninu. Ten je totiž chemicky velice podobný výsledným produktům humifikace. **Ligninová teorie** popisuje vznik huminových látek přes takzvaný modifikovaný lignin. Ten vzniká přednostním rozkladem jiných než ligninových částí pletiv a teprve takto vyextrahovaný lignin podléhá různým typům přeměn směrem k huminovým látkám. **Polyfenolová teorie** zase předpokládá rozklad ligninu na jednotlivé fenolické kyseliny, dále jejich polymeraci a reakci s aminokyselinami za vzniku chinonů a z nich pak následné utváření huminových látek.

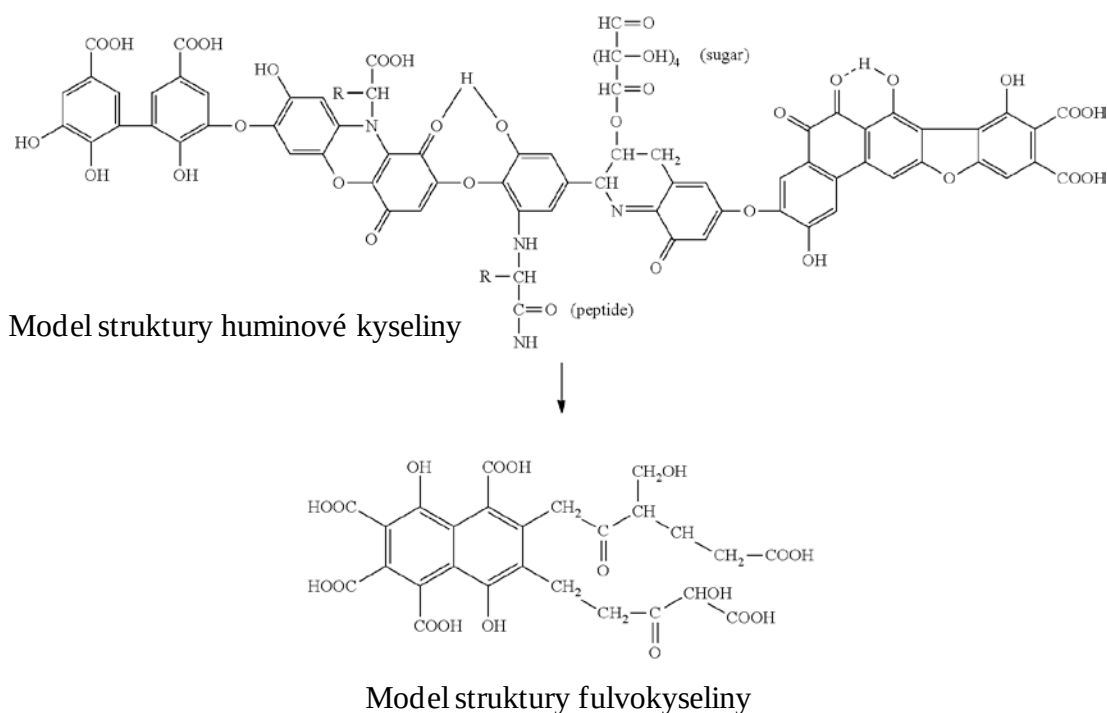
Humifikací vznikají huminové (humusové) látky. Terminologie zde není jednotná. Anglický termín humic substances je překládán obojím způsobem. Jedná se o skupinu látek

podobných si strukturou. Nejedná se o jednotlivé jasné definované látky s konkrétním chemickým vzorcem, ale o směsi látek, v jejichž složení se promítá složení původního humusotvorného materiálu a prostředí jejich vzniku (vlhkost, pH atd.). Společnými znaky jsou aromatický základ molekul a na něm postranní alifatické řetězce. Podíl aromatické a alifatické části je jedním z kritérií rozlišujícím například huminové kyseliny od fulvokyselin. Jedná se o stabilní sloučeniny poměrně rezistentní vůči mikrobiálnímu rozkladu. Od původního materiálu, z něhož vznikly, se liší vyšším relativním obsahem uhlíku i dusíkatých součástí.

Starší teorie se přiklání k chápání huminových látek jako makromolekul, kdy jsou tedy všechny jejich součásti pevně spojeny kovalentními vazbami. Pak lze hovořit i o makromolekulách, stupni polymerace, či molekulových hmotnostech (obr. 3.8 a 3.9).

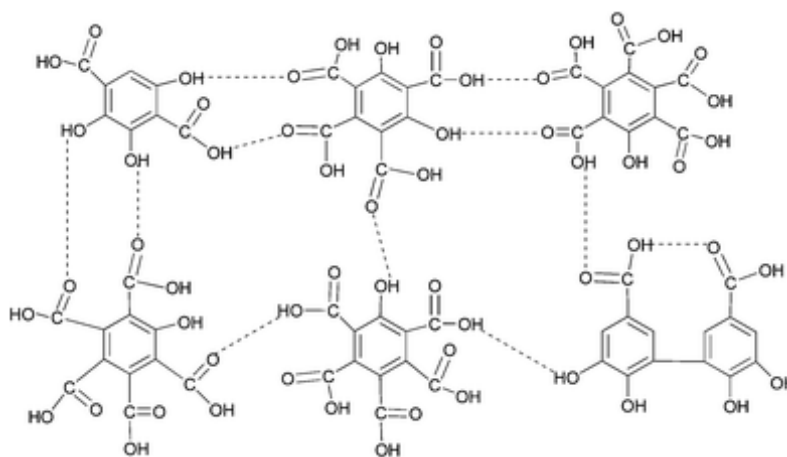


Obr. 3.8: Znázornění rozdělení huminových látek a změn jejich vlastností. Otazník u molekulární hmotnosti zdůrazňuje novější chápání, kdy se nejedná o pravé makromolekuly, ale jen asociace molekul s menší hmotností.



Obr. 3.9: Struktura makromolekuly huminových kyselin (nahore) a fulvokyselin (dole) při pojetí těchto látek jako makromolekul (Stevenson 1994).

Novější teorie již nechápu huminové látky jako makromolekuly, ale přiřklání se k různě uspořádaným shlukům menších molekul k sobě navzájem poutaných slabšími typy sil. Existuje například takzvaný **micelární koncept**, kdy jádro micely (mikroagregátu) je hydrofobní a je tvořeno nepozměněnými rostlinnými biopolymery. Na tuto část se vážou hydrofilní řetězce polárních karboxylových skupin. Micely mohou být různého tvaru a pohromadě je drží vodíkové můstky, nebo π - π vazby (elektronová hustota π - π vazby je největší mimo spojnici jader atomů, ale v rovině touto spojnici procházející, a výrazně slabší než vazby s nejvyšší elektronovou hustotou přímo na spojnici jader – vazby σ). **Koncept supramolekulárních asociací** zase popisuje huminové látky jako supramolekulární strukturu relativně malých molekul poutaných dohromady disperzními silami (Van der Waalovy, π - π , či CH- π). Jejich konformace se zvětšují s přibýváním intermolekulárních vodíkových můstků při snižujícím se pH v průběhu jejich geneze (obr. 3.10).

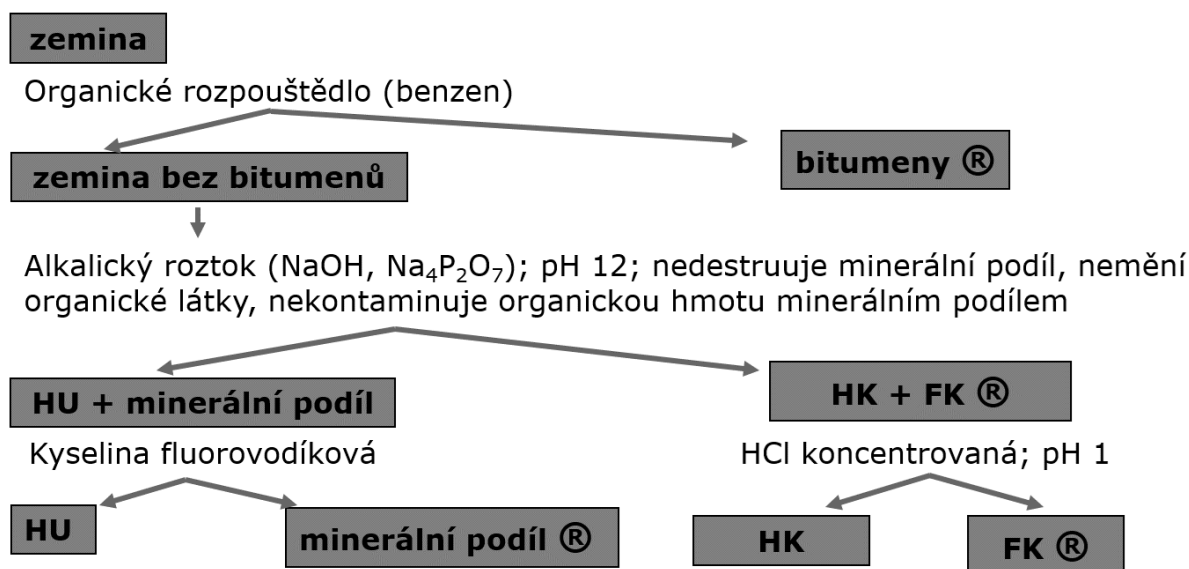


Obr. 3.10: Struktura huminových látek v pojetí supramolekulárních asociací.

Obecně lze konstatovat, že **huminové kyseliny** jsou tmavší, vyzrálější, mají větší podíl aromatických součástí ve své struktuře a hydrofobní charakter. Z hlediska půdních vlastností jsou příznivější, stabilizují v půdě uhlík, mají vysokou sorpční schopnost a nízkou mobilitu, čímž brání vyplavení živin a rizikových prvků do podzemních vod. **Fulvokyseliny** jsou světlejší, převažuje u nich alifatická část, jsou výrazně hydrofilní a tedy i mobilní. Sorpční schopnosti mají vyšší než huminové kyseliny. Pro půdu jsou méně příznivé právě vzhledem ke své mobilitě a schopnosti transportovat živiny i jiné látky do větších hloubek půdních profilů. Rovněž mají kyselejší charakter než kyseliny huminové, čímž přispívají k destrukci minerálního podílu půdy. Poměr obsahu huminových kyselin a fulvokyselin je jedním ze základních ukazatelů kvality organické hmoty v půdě. **Humin** je specifickým typem huminových látek. Od ostatních huminových látek se složením, strukturou i vlastnostmi neliší. Jediná odlišnost je v síle vazby na minerální podíl. Ta je v případě huminu tak silná, že jej nelze extrahovat jinak, než rozpuštěním minerální fáze, na níž je poután.

Tento specifický rys huminu se vztahuje i k podstatě rozdělení huminových látek. Ty jsou, jak bylo zmíněno, skupinou látek bez jasně definovaných hranic jednotlivých kategorií. Formální hranice jsou vymezeny pouze na základě rozpustnosti jednotlivých skupin v kyselinách a loužích (obr. 3.11). Existuje takzvané Tjurinovo schéma rozdělení půdních organických látek. Jeho první skupinu tvoří právě huminové látky, a to nerozpustné v alkáliích (humin a humusové uhlí) a rozpustné v alkáliích (huminové kyseliny a

fulvokyseliny). Druhou skupinou jsou nehumínové látky, tedy meziprodukty rozkladu nespecificky půdní. Třetí a poslední skupinou jsou látky rozpustné v organických rozpouštědlech (lipofilní látky), kam patří pryskyřice, bitumény, vosky (lipidy). Jednotliví zástupci skupiny látek rozpustných v alkáliích se dále rozdělují reakcí se silnými kyselinami. Alkalický extrakt obsahující všechny skupiny látek se okyselí na pH 1. V takovém prostředí se humínové kyseliny srazí a fulvokyseliny zůstanou rozpuštěné. Odstředěním suspenze se pak mohou obě složky oddělit.



Obr. 3.11: Schéma extrakce humusových látek. (humínové kyseliny – HK, fulvokyseliny – FK, humin – HU, rozpuštěné – ®).

3.3. PŮDNÍ KOLOIDY

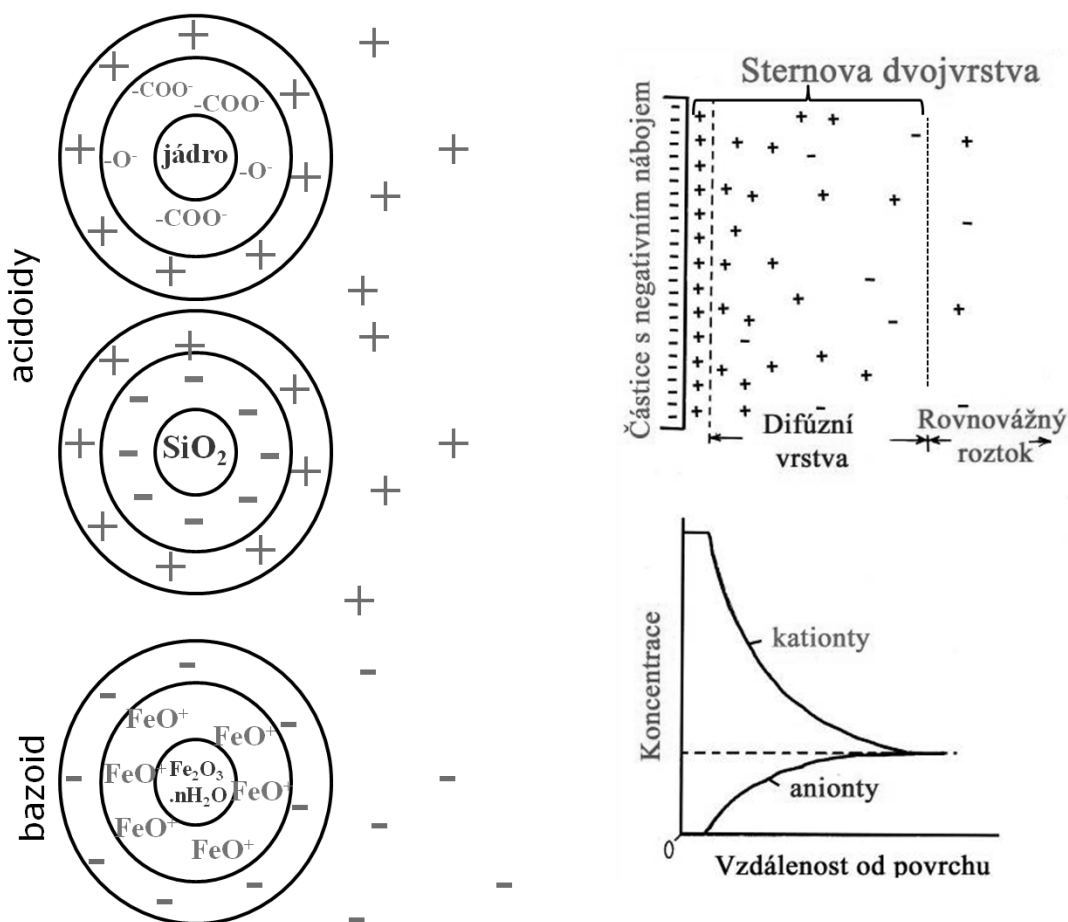
Koloidy jsou definovány svoji velikostí. Jedná se o částice, jejichž velikost se pohybuje v rozmezí 1 nm až 1 μ m. Jsou viditelné v ultramikroskopu nebo elektronovém mikroskopu, nikoliv však ve světelném mikroskopu. K dalším charakteristikám koloidů patří to, že vykonávají slabší tepelný pohyb (Brownův pohyb), velice pomalu difundují, nesedimentují a vyvolávají slabý osmotický tlak. Půdní koloidy jsou tedy půdní částice spadající do daného velikostního rozmezí. Mohou být minerální (jílové minerály, polymerní kyselina křemičitá, hydratované (seskví)oxidy Al, Fe, Mn, aj.) nebo organické (humusové látky, polysacharidy, bílkoviny, lignin, aj.).

Koloidy mohou existovat samostatně, rozptýlené v okolním prostředí, tedy takzvaně **peptizované**. V jiných případech se shlukují a dochází k procesu **koagulace**. Tyto dva stavy mohou, změnami vnějších podmínek, přecházet jeden v druhý. Koloidy v peptizované pohyblivé podobě mohou být nazývány **sol** a v podobě koagulované, vysrážené pak **gel**.

Lze je rozdělit i podle náboje. Rozlišujeme pak **elektronegativní koloidy (acidoidy)**, které se vyznačují záporným nábojem, tedy schopností poutat na sebe kationty, koagulací (vysrážením) v kyselém prostředí a peptizací v alkalickém prostředí. Koagulace v kyselém prostředí (s nadbytkem H^+) je způsobena neutralizací záporného náboje acidoidů a tím redukcí vzájemných odpuzivých sil. V alkalickém prostředí je tomu naopak, neutralizující kladné ionty jsou v prostředí nadbytku OH^- skupin odtrhávány a záporný náboj acidoidů roste, čímž rostou i vzájemné síly odpuzivé. Tento typ koloidů v půdách převládá. Patří mezi ně jílové minerály, jejichž záporný náboj je dán především izomorfní substitucí (viz kapitola 3.1.1 Systematika silikátů) a rovněž humusové látky, u nichž je záporný náboj způsoben

především disociací vodíku z $-\text{COOH}$ a $-\text{OH}$ skupin za vzniku $-\text{COO}^-$ a $-\text{O}^-$. Další skupinou jsou koloidy **elektropozitivní (bazoidy)**. Mají kladný náboj, adsorbují tedy anionty. V alkalickém prostředí koagulují a v kyselém peptizují a to ze stejných důvodů, jako je tomu u acidoidů. Do této skupiny patří mimo jiné seskvioxidy (R_2O_3). Kladný náboj vzniká například u $\text{Fe}(\text{OH})_3$ disociací za vzniku FeO^+ (pevná část koloidu) a H_2O s OH^- (odtrženy do okolního roztoku). Poslední skupinou jsou pak koloidy **amfoterní (amfolytoidy)**, u nichž se náboj řídí vnějším prostředím. Do této skupiny patří hydroxylované seskvioxidy (oxyhydroxidy). Dále lze koloidy rozdělit na **hydrofilní** s velkým hydratačním obalem, které jsou pohyblivé a málo koagulují, a na koloidy **hydrofobní**, tedy s malým hydratačním obalem a tím s větší možností přiblížení se k sobě navzájem a následné koagulace. Hydratační obal je tvořen sorbovanými molekulami vody v jedné nebo více vrstvách. Voda může být díky polaritě své molekuly přitahována přímo nabitou koloidní částicí nebo na výměnný kation, který hydratuje. Může být sorbována i do mezivrstevních prostor jílů a zapříčiňuje tak jejich bobtnání (kapitola 3.1.1).

Koloidy se v půdě vyskytují především rozptýlené v půdním roztoku. Jejich struktura a vlastnosti jsou s tímto prostředím neoddělitelně spjaté. V této souvislosti hovoříme o takzvaných **koloidních micelách**, které jsou tvořeny vlastním koloidem s určitým nábojem a takzvanou kompenzační vrstvou vzniklou v okolním roztoku (obr. 3.12). Sám koloid je tvořen jádrem, které bývá chápáno jako neutrální, a povrchovou nabíjecí vrstvou, která je nositelkou náboje vzniklého různými disociacemi. Z okolního roztoku jsou pak opačně nabití ionty touto vrstvou přitahovány. Roztok „má tedy snahu“ náboj vyrovnávat, kompenzovat. Vzniká tak **kompenzační (Sternova) dvojvrstva**. V těsném kontaktu s koloidem je její nepohyblivá část a na ní navazuje difúzní pohyblivá část, která je vlastně pozvolným přechodem k neutrálnímu rovnovážnému roztoku.



Obr. 3.12: Schéma různých typů koloidních micel (vlevo) a Sternovy dvojvrstvy (vpravo) – na kontaktu s koloidem je její nepohyblivá část, na ní navazuje difúzní pohyblivá část. Koncentrace kationtů směrem od povrchu acidoidu klesá a naopak vzrůstá koncentrace aniontů.

Při existenci obou částí kompenzační vrstvy se celé koloidní micely jeví neutrálně. Pokud je pohybem micely v roztoku kompenzační část dvojvrstvy odtržena, vzniká takzvaný **elektrokinetický potenciál**, který brání přiblížení se koloidů a jejich shlukování. Čím je tento potenciál vyšší, tím jsou tedy koloidy v roztoku stabilnější, protože nic neohrožuje jejich izolovanou existenci. Stav, kdy je elektrokinetický potenciál nulový, se nazývá **izoelektrický bod**. V tomto stavu jsou naopak koloidy nestabilní a svojí koagulací (stmelováním) se výrazně podílejí na tvorbě půdní struktury. Hodnotu elektrokinetického potenciálu ovlivňuje koncentrace a mocnost iontů v okolním roztoku. Při nízkých koncentracích neutralizujících iontů může být elektrokinetický potenciál vysoký. Se vzrůstající koncentrací iontů je nabíjecí vrstva koloidu neutralizována a potenciál klesá. Čím mají jednotlivé ionty v roztoku vyšší náboj, tím rychlejší je pokles potenciálu. Jinak řečeno na stejné množství náboje je potřeba menší koncentrace vícemocných iontů. Přítomnost vícemocných iontů tedy podporuje koagulaci a tvorbu stabilní půdní struktury. Aby téhož stavu dosáhly ionty jednomocné, musela by být jejich koncentrace tak vysoká, že by způsobila například zasolení půd.

Hlavní význam koloidů v půdách tedy spočívá v utváření půdní struktury a udržování dostupnosti živin pro rostliny. Pohyb koloidů a jejich přechod z peptizované do koagulované podoby jsou základem některých pedogenetických pochodů (illimerizace, soloncování, viz kapitola 4. Klasifikace půd). V neposlední řadě jsou pak základem půdního sorpčního komplexu a pufrací schopnosti půdy.

3.3.1. PŮDNÍ SORPČNÍ KOMPLEX

Půdní sorpční komplex můžeme chápat jako celkový prostor pro jakýkoli typ sorpce (poutání látek) v půdě. Jeho velikost je dána vlastnostmi jednotlivých půdních částic. Vrstevnaté jílové minerály mají efektivní povrch vhodný pro sorpci mnohem větší než například zrnka křemene. Podstatné rozdíly jsou i mezi dvoj- a trojvrstevnými jílovými minerály. Největší prostor pro sorpci však poskytují organické sloučeniny, především huminové látky. Půdní sorpční komplex nese vzhledem k převaze acidoidů záporný náboj. Lze rozlišit náboj permanентní (konstituční) daný izomorfní substitucí v jílových minerálech a variabilní daný disociací hydroxylových a karboxylových skupin na minerálech i organické hmotě a závislý na pH.

Při popisu sorpce je nutné vymezení některých pojmů. Sorpce je poutání látek v půdě, nebo jinak zvýšení koncentrace látky na fázovém rozhraní ve srovnání s okolním prostředím. K sorpci může dojít na pohyblivém fázovém rozhraní (v systému plyn–kapalina nebo kapalina–kapalina) a na tuhém fázovém rozhraní (v systému tuhá látka–plyn nebo tuhá látka–kapalina). V půdě je nejběžnější sorpce typu tuhá látka–kapalina. Sorpce se účastní sorbent – látka sorbující (půdní částice, například koloid), sorbát – látka poutaná (např. Ca^{2+} , Al^{3+} , Mg^{2+}) a solvent – rozpouštědlo (voda). Mechanismus sorpce má několik podob. Mechanická sorpce je vlastně mechanické zadržení hrubě disperzních částic, agregátů, sraženin nebo velkých molekul v pórech a dutinách. Fyzikální sorpce je dána povrchovými jevy na fázovém rozhraní (vodíkové můstky, van der Waalsovy síly) a týká se především molekul. Fyzikálně chemická (výměnná) sorpce je vlastně iontovou výměnou mezi povrchem částic a roztokem. Je z kvantitativního hlediska nejvýznamnější a nejvíce souvisí s koloidní frakcí půd. Chemická sorpce je řízena produkty rozpustnosti a zahrnuje tvorbu málo rozpustných nebo nerozpustných sloučenin (precipitace). Biologická sorpce je výrazně selektivní. Jedná se o poutání zejména živin (např. NO_3^-) v tělech rostlin a mikroorganismů.

Pevnost sorpčních sil závisí na řadě vlastností sorbentu, sorbátu i solventu a jejich vzájemné kombinaci. Pevněji jsou sorbovány vícemocné ionty než ionty jednomocné. Svoji roli hraje i postavení jednotlivých prvků se stejným nábojem v lyotropních řadách, tedy velikost iontů a velikost jejich hydratačního obalu (například $\text{Li}^+ < \text{Na}^+ < \text{K}^+ < \text{NH}_4^+ < \text{Rb}^+ < \text{Cs}^+ < \text{H}^+$, nebo $\text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} < \text{Sr}^{2+} < \text{Ba}^{2+}$). Jílové minerály silně sorbují ionty s iontovým poloměrem odpovídajícím hexagonálním dutinám v jejich tetraedrových vrstvách (K^+ , NH_4^+). Důležitou roli hraje i koncentrace sorbátu v solventu nebo pořadí, ve kterém se ionty k sorbentu dostávají. Pořadí sorpce našich nejběžnějších kationtů je pak podle síly vazby následující: $\text{Al}^{3+} > \text{H}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ = \text{NH}_4^+ > \text{Na}^+$.

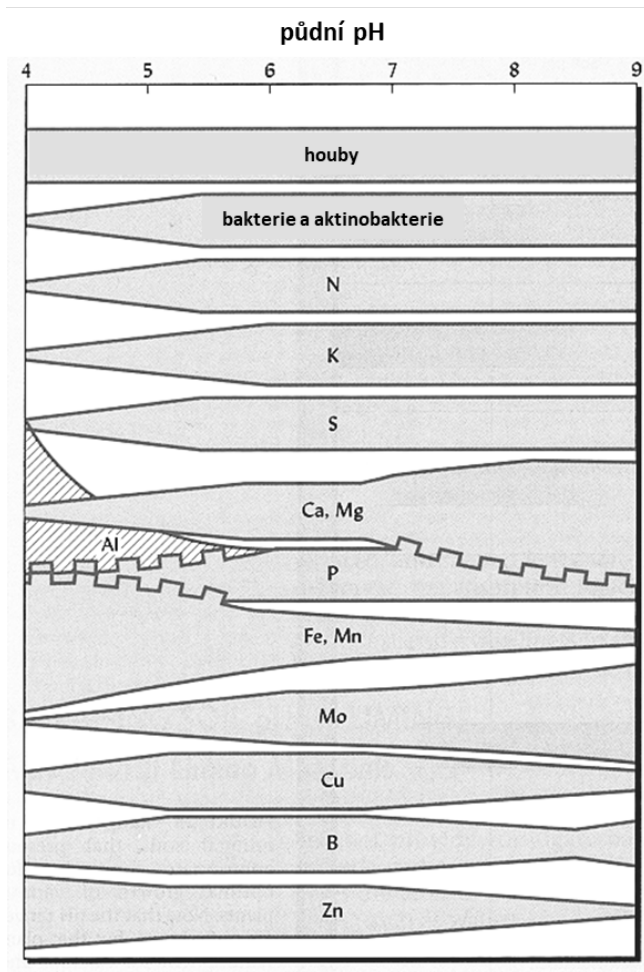
Existuje několik základních pravidel, jimiž se sorpce, či výměna iontů (v našich podmínkách především kationtů), řídí. Prvním z nich je reverzibilita, tedy možnost návratu sorbovaného iontu zpět do roztoku. Druhým je chemická ekvivalence výměny, tedy zjednodušeně výměna stejného množství náboje. Například jeden ion Ca^{2+} za jeden Mg^{2+} nebo za dva H^+ a naopak. Třetí pravidlo říká, že na koloidu bude při rovnovážném stavu stejný poměr jednotlivých iontů jako v okolním roztoku. Pokud dojde k nevyrovnanosti v důsledku dodání některého iontu například hnojením, dojde prostřednictvím výměn k ustanovení nové rovnováhy. Čtvrté pravidlo charakterizuje vliv okolních aniontů na sorpci kationtů. Anionty ve volném roztoku mohou reagovat s kationty a vytvářet nerozpustné sloučeniny, čímž ovlivňují koncentraci roztoku a vytváření zmíněné rovnováhy. Praktickým důsledkem je využitelnost či nevyužitelnost hnojiv dodávaných do půdy. Například použití chloridu vápenatého zásobu Ca^{2+} v sorpčním komplexu nezvýší, neboť vytěsněný H^+ zůstane aktivní v roztoku. Při použití vápence (CaCO_3) bude uvolněný H^+ reagovat s kyslíkem z CaCO_3 za vzniku vody a CO_2 a již nebude moci Ca^{2+} zpětně vytěšňovat ze sorpčního komplexu. Páté pravidlo říká, že výměnu iontů mohou ovlivňovat i ionty sorbované v těsném okolí. Například sorbovaný dvojmocný ion obklopený jednomocnými bude hůře vyměnitelný, než tentýž obklopený trojmocnými ionty.

K popisu sorpčního komplexu půdy slouží několik základních charakteristik. Kationtová výměnná kapacita (KVK) popisuje množství kationtů, které je půda schopna poutat. Analogická je i aniontová výměnná kapacita (AVK). Ta se stanovuje převážně v půdách tropických oblastí, které mohou obsahovat velké množství koloidů s kladným nábojem. Další velice důležitou charakteristikou je nasycení sorpčního komplexu bázemi. Na částice se záporným nábojem mohou být sorbovány jak bazické (Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Na^+), tak kyselé ionty (H^+ , Al^{3+}). Podíl bazických iontů na celkové KVK je pak právě oním stupněm nasycení sorpčního komplexu bázemi. Tyto analytické hodnoty bývají často diagnostickým znakem v taxonomických systémech půd. Obsah kyselých iontů bývá charakterizován takzvanou hydrolytickou aciditou (H_a), viz kapitola 3.3.2.

3.3.2. PUFRACNÍ SCHOPNOST PŮD A PŮDNÍ REAKCE

Pufracní schopnost půd je jejich schopnost odolávat změnám půdní reakce. Na tomto místě je tak třeba nejprve vysvětlit samotný termín půdní reakce. Půdní reakce udává, zda je půda kyselé, neutrální, či alkalická. Je jednou z velice důležitých půdních vlastností. Ovlivňuje chování jednotlivých prvků v půdách (mobilitu, dostupnost pro organismy, atd.), složení edafických společenstev (obr. 3.13), růst a vývoj rostlin, intenzitu zvětrávání i utváření půdní struktury.

Obr. 3.13: Vztah půdní reakce a vybraných součástí půdního systému. Houby, jako součást živé složky půdy, jsou adaptované na široký rozsah půdní reakce, zatímco bakteriím a aktinobakteriím kyselé prostředí nevyhovuje. Řada prvků je v kyselém prostředí mobilizována (uvolněna) – Al, Fe, Mn nebo Zn. Jiné prvky, jako Ca, Mg nebo Mo jsou hojněji zastoupené v přístupných podobách v půdách mírně alkalických. Základní živiny, N, P a K jsou obecně méně dostupné v kyselých půdách, což částečně souvisí s nižší biologickou aktivitou takových půd. V případě fosforu je situace komplikovanější. V kyselém prostředí tvoří nerozpustné komplexy s Al, Fe i Mn a v alkalickém prostředí s Ca a Mg. Relativně dostupný pro organismy je tedy pouze v úzkém rozmezí pH a je tedy velice často limitující živinou. (upraveno z Brady a Weil 2008)



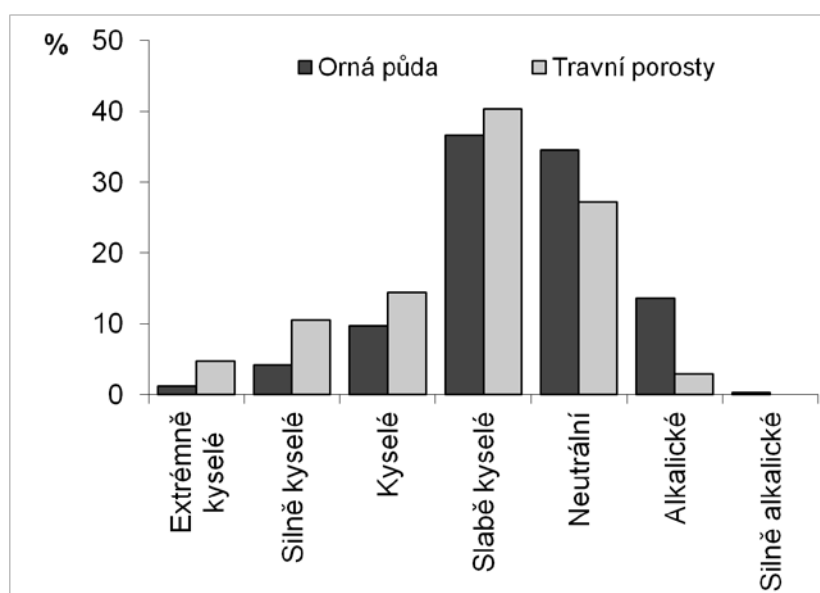
Vztah půdní reakce k utváření půdní struktury a rovněž i k některým pedogenetickým procesům detailněji popsanych v kapitole 4.2 znázorňuje tabulka 3.2. Optimální podmínky pro utváření stabilní půdní struktury jsou v neutrálním až slabě alkalickém prostředí s dostatkem dvojmocných iontů. Obdobná situace nastává i u silně kyselých půd s dostatkem trojmocných iontů.

Tab. 3.2: Vztah půdní reakce, půdní struktury a rovněž i některých pedogenetických procesů.

Reakce	pH	Hlavní kationty	Chování koloidů	Struktura	Půdotvorný proces
Silně alkalická	$\geq 8,5$	Na^+	peptizace	špatná	soloncování
Slabě alkalická až neutrální	6,5–8,5	Ca^{2+} , Mg^{2+}	koagulace	dobrá	
Slabě kyselé až kyselé	5,0–6,5	K^+ , H^+	peptizace	špatná	illimerizace
Silně kyselé	$\leq 5,0$	Al^{3+} , (Fe^{3+})	koagulace	dobrá	podzolizace

Vlastní hodnota pH je definována jako záporný dekadický logaritmus koncentrace hydroxoniových iontů (H_3O^+), nebo zjednodušeně iontů vodíkových – H^+ v roztoku. V půdě jsou však takové ionty jak volně v roztocích, tak výměnně poutané v sorpčním komplexu.

Rozlišujeme tedy aktuální (aktivní) půdní reakci, která popisuje relativně proměnlivý stav (koncentraci volných vodíkových iontů) v půdním roztoku či vodném extraktu ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$) a potenciální půdní reakci, která zohledňuje i ionty sorbované, které musí být ze sorpčního komplexu před měřením vytěsněny vhodným extrakčním činidlem. Potenciální půdní reakce je stabilnější ukazatel než reakce aktivní. Podle použitého činidla vytěsňujícího vodíkové ionty ze sorpčního komplexu rozlišujeme dva typy potenciální půdní reakce. Při použití neutrálních solí (KCl nebo CaCl_2) hovoříme o výměnné aciditě (V_a v jednotkách koncentrace mmol/100g nebo $\text{pH}_{\text{KCl/CaCl}_2}$). Neutrální soli nevytěsní ze sorpčního komplexu všechny H^+ , což je dáno úplnou disociací HCl v roztoku. Naopak při použití hydrolyticky štěpitelných solí (octan sodný nebo vápenatý) dojde k úplnému vytěsnění (kyselina octová v roztoku zcela nedisociuje). Taková půdní reakce se pak nazývá hydrolytická acidita (H_a). Vyjadřuje se pouze v jednotkách mmol/100g a používá se především k popisu sorpčního komplexu (viz kapitola 3.3.1). Půdní reakce výrazně ovlivňuje sorpční komplex a jeho nasycení bázemi. Kyselé půdy s převahou kyselých iontů v sorpčním komplexu jej mají bázemi nenasycený, zatímco u půd bohatých na bazické ionty je tomu naopak.



Obr. 3.14: Rozložení zemědělských půd podle kyselosti ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$) na území České republiky oddělené pro ornou půdu a travní porosty.

Vrátíme-li se k vlastní pufrací schopnosti půd, můžeme rozlišit několik typů pufrace v závislosti na složení půd, které velice úzce souvisí s půdní reakcí (obr. 3.14). První typ pufrace je vázán na karbonáty v půdách s vyšším pH (nad 6,5). Při vstupu kyselin do půdy dochází k reakci s karbonáty, ty se rozpouštějí za vzniku neutrálních solí, CO_2 a vody, čímž je vstupující kyselina neutralizována a pH zůstává stabilní. Pokud v půdách karbonáty přítomny nejsou (půdy mírně až kyselé), nebo jsou dlouhodobým okyselováním vyčerpány, přebírá pufrací schopnost sorpční komplex. Jak bylo zmíněno výše, obsahuje jak kyselé, tak bazické ionty, které jsou k dispozici pro neutralizaci vstupujících kyselin či alkálií. Systém je doplňován ionty prostřednictvím zvětrávání a rozkladu organického materiálu. Pokud rychlost například okyselování překročí rychlost doplňování bází, dojde k vyčerpání tohoto pufracího systému a pH půdy klesne. Poté již má půda (silně kyselé) k dispozici pouze pufrací systém alumosilikátů. Dochází při něm k destrukci jejich základní krystalické struktury a přechodu volných vodíkových iontů do podoby hydroxihlinitých iontů. Pufrace prostřednictvím sorpčního komplexu je u většiny půd dominantní.

3.4. PROSTOROVÉ USPOŘÁDÁNÍ PŮDY

Pro lepší srozumitelnost popisu dalších složek půdy, kterými jsou půdní voda a půdní vzduch, je třeba vysvětlit několik termínů týkajících se prostorového uspořádání půdy.

Prvním důležitým pojmem je **zrnitostní složení půdy**, tedy **půdní druh**. Jde o hodnocení velikosti elementárních částic půdy. Nejprve je tedy třeba rozrušit shluky půdních částic, agregáty, a docílit tak stavu dispergace částic (částice v elementárním stavu). Širokou škálou metod lze pak zjistit zastoupení jednotlivých velikostních frakcí v dané půdě. Přehled jednotlivých studovaných frakcí uvádí tabulka 3.3.

Tab. 3.3: Vymezení zrnitostních frakcí a kategorií.

Název frakce	Ø [mm]	kategorie
Koloidní jíl	<0,0001	I. kategorie
Fyzikální jíl	0,0001 – 0,002 (1)	
Jemný prach	0,002 (1) – 0,01	
Prach	0,01 – 0,05	II. kategorie
Práškový písek	0,05 – 0,1	III. kategorie
Písek	0,1 – 2	IV. kategorie
Hrubý písek	2 – 4	skelet
Štěrk	4 – 30	
Kamení	>30	

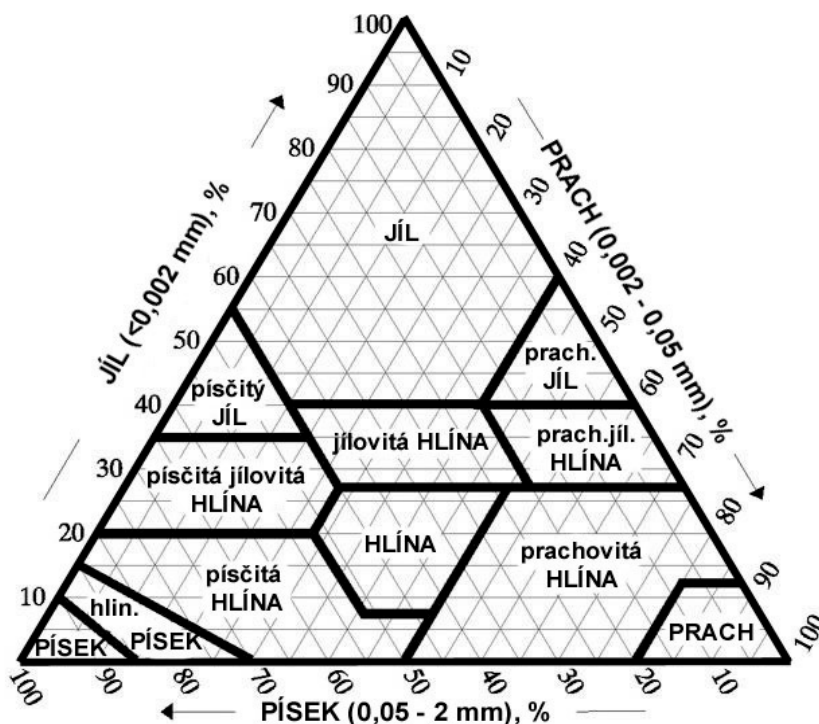
Hranice některých velikostních frakcí se liší v jednotlivých systémech hodnocení. Pro určení půdního druhu jsou rozhodující frakce do 2 mm, tedy takzvaná jemnozem. Ta je rovněž používána pro většinu chemických rozborů. Frakce větší než 2 mm se souhrnně nazývají skelet. Po chemické stránce bývají chápány jako „inertní“ a proto se před rozboru přesátím odstraňují. Každá jednotlivá frakce má v půdě svoji roli a určuje určité půdní vlastnosti. Zastoupení jednotlivých frakcí ovlivňuje obdělávatelnost půdy. Půdy s vysokým obsahem skeletu, či půdy jílovité, těžké jsou hůře obhospodařovatelné než půdy písčité lehké. Rovněž sorpční charakteristiky půd, tedy schopnost poutat například živiny dostatečně pevně, aby je voda netransportovala do nedostupných hloubek, ale zároveň dost volně, aby byly přístupné rostlinám, souvisejí se zrnitostním složením. Jíl má specifický povrch, tedy prostor pro sorpci, mnohonásobně vyšší než písek. Zrnitostní složení ovlivňuje i chování vody v půdě. Velká písčítá zrna nedosedají těsně k sobě a vytvářejí tak systém velkých pórů, jimiž voda proniká do hloubky daleko snadněji než v půdách jílovitých, s póry řádově menšími. Z hlediska půdních vlastností významných pro hospodaření na půdě má nejpříznivější vliv frakce prachu. Její hojné zastoupení pozitivně ovlivňuje fyzikální, chemické, biologické i technologické vlastnosti půd.

Hodnocení půdního druhu vychází z procentického zastoupení jednotlivých velikostních frakcí, či po jejich sloučení kategorií. Nejjednodušší, takzvaná **Nováková klasifikace**, používá k hodnocení pouze I. kategorii (jíl a jemný prach). Rozlišuje 7 půdních druhů (tab.

3.4), v nichž hodnotí i písčitost a to aniž by frakci písku zjišťovala. To je podstatná slabina tohoto hodnocení, které je ale jinak vzhledem k zmíněné jednoduchosti v praxi používáno.
Tab. 3.4: Půdní druhy podle Nováka.

Půdní druh	zkratka	obsah I. kategorie	
Písčitá	p	< 10%	Lehké půdy
Hlinito písčitá	hp	10 – 20 %	
Písčitohlinitá	ph	20 – 30 %	Středně těžké půdy
Hlinitá	h	30 – 45 %	
Jílovitohlinitá	jh	45 – 70 %	Těžké půdy
Jílovitá	jv	60 – 75 %	
Jíl	j	> 75 %	

Jiné způsoby hodnocení již využívají i další kategorie. Jsou poněkud složitější a definují větší množství půdních druhů. Nejpoužívanější, a to i ve světovém měřítku, je takzvaný trojúhelníkový diagram (obr. 3.15). Využívá k hodnocení půdního druhu obsahu jílové frakce (do 0,002 mm), frakce prachu (0,002 – 0,05 mm) a frakce písku (0,05 – 2 mm). Rozlišuje 12 půdních druhů.

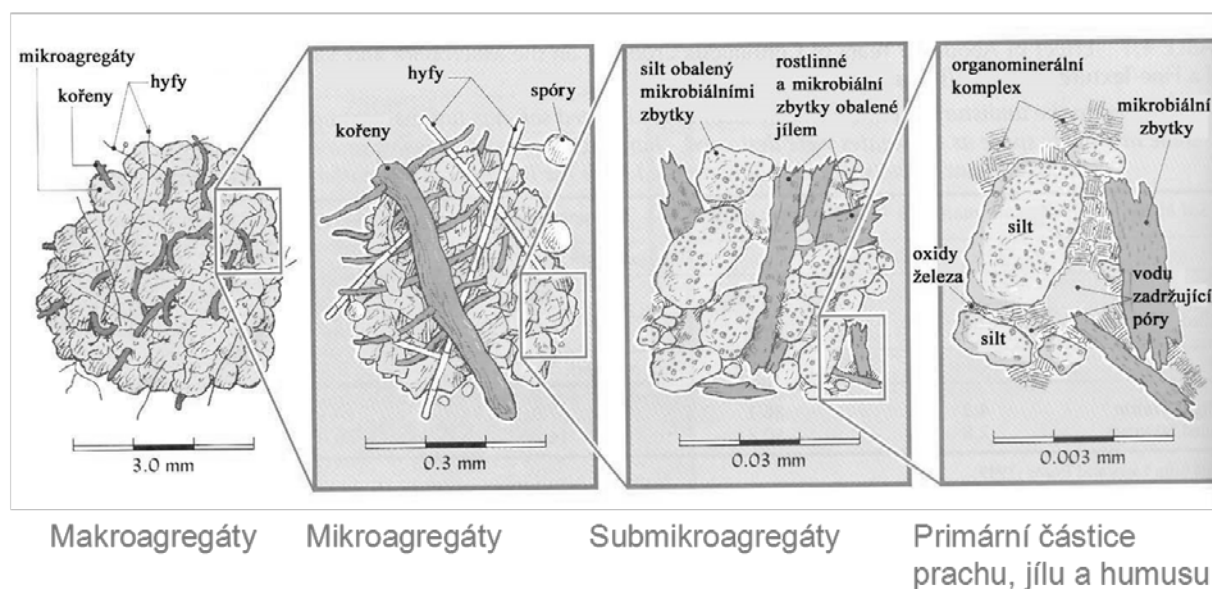


Obr. 3.15: Trojúhelníkový diagram pro určování půdních druhů.

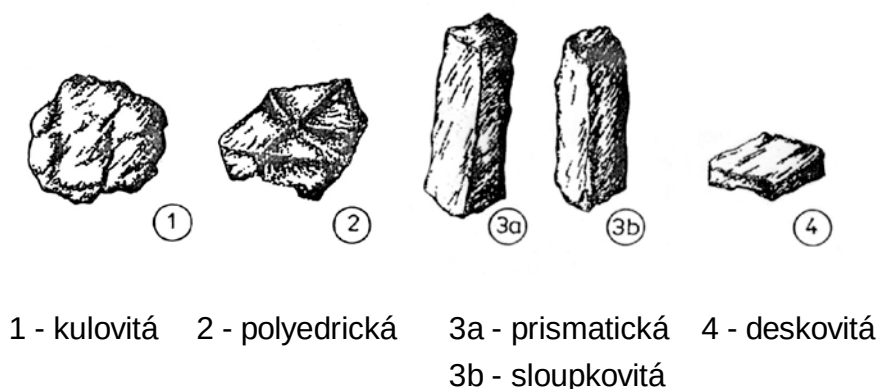
Přirozeně však v půdách částice většinou neexistují v elementárním stavu. Řadou chemických i fyzikálních sil se shlukují a vytvářejí agregáty. Vytváří se tak **půdní struktura**. Ta je klíčová pro utváření životního prostoru pro edafon i vyšší rostliny. Ovlivňuje dostupnost půdního roztoku a vzduchu, veškeré interakce jednotlivých složek půdy, zajišťuje rovnováhu

mezi rozkladnými a syntetickými procesy (mineralizace a humifikace), umožňuje rozvoj růstu kořenů a ovlivňuje intenzitu vodní i větrné eroze. Výraznou měrou se na vzniku půdní struktury podílí půdní organická hmota. Funguje jako tmelící materiál a je produktem činnosti edafonu rozkládajícího organickou hmotu. Kvalita a trvalost půdní struktury vyžaduje vhodné hospodaření, které předchází její destrukci. Agrotechnická opatření dodávající organickou hmotu, či omezující její ztráty, se do tohoto procesu vhodně zapojují. Naopak hnojení minerálními hnojivy bohatými na jednomocné kationty vytváření půdní struktury výrazně omezují, viz kapitola 3.3 Půdní koloidy.

Jednotlivé půdní agregáty mají různou velikost, tvar i stabilitu, tedy odolnost vůči vnějším silám. Velikostní rozdělení agregátů je znázorněno na obr. 3.16. Tvary jednotlivých agregátů jsou velice různé (obr. 3.17). Některé z nich jsou přímo diagnostickými znaky konkrétních půdních horizontů a tedy i půdních typů.

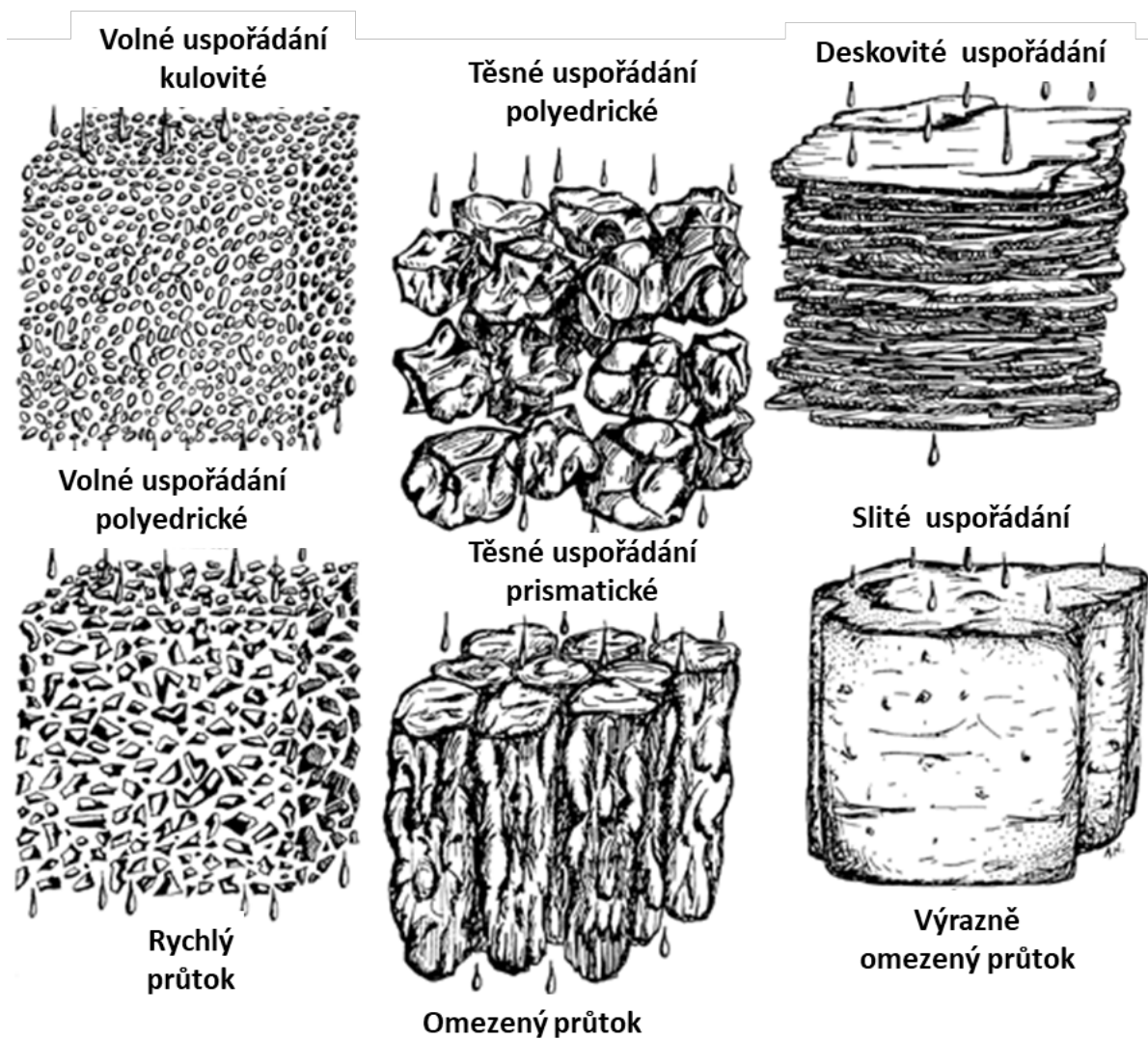


Obr. 3.16: Typy půdních agregátů podle velikosti (upraveno z Brady a Weil 2008).



Obr. 3.17: Typy půdních agregátů podle tvaru.

Tvary agregátů a jejich uspořádání stejně jako zrnitostní složení výrazně ovlivňují, nebo spíše vytvářejí porézní prostředí půdy. Vymezují nejen celkový objem pórů, ale i jejich jednotlivé velikosti a směry. To vše je pak rozhodující při popisu chování půdní vody (obr. 3.18) a půdního vzduchu (jejich složení, množství a proudění).



Obr. 3.18: Základní varianty uspořádání půdních agregátů vzhledem k jejich propustnosti pro vodu. Vlevo – varianty s volným uspořádáním, velkým množstvím pórů a vysokou propustností. Uprostřed – varianty s těsným uspořádáním, menší pórovitostí a střední propustností. Vpravo – varianta s deskovitým uspořádáním (nahore) a slitým (dole), obě velice málo propustné (upraveno z Brady a Weil 2008).

Pórovitost je termín (veličina) vymezující poměr objemu pórů k celkovému objemu zeminy. Čím je tedy půda kypřejší tím více je v ní pórů a hodnota pórovitosti může dosahovat až 70 %. Naopak u půd ulehklých (zhuťných) může být pórovitost pouze kolem 30 %. Běžné hodnoty se pohybují v rozmezí 40 – 50 %. Podle velikosti lze rozlišit póry nekapilární, jejichž průměr je tak velký, že se neprojevují kapilární síly a pohyb vody v nich je řízen gravitační silou. Bývají to póry mezi jednotlivými agregáty. Kapilární póry jsou pak tenčí, voda je v nich zadržována kapilárními silami a jsou časté uvnitř půdních agregátů a v jemnozrnných půdách.

Na tomto místě je třeba zmínit ještě dva termíny. Prvním je **objemová hmotnost půdy** (ρ_d [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$]), která s pórovitostí úzce souvisí. Jedná se o hmotnost objemové jednotky vysušené půdy v neporušeném stavu, tedy při zachování pórů. Čím je tedy půda kypřejší, tím nižší je její objemová hmotnost. Běžné hodnoty ρ_d se pohybují v rozmezí 1,2 – 1,6 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Naopak, čím je půda kompaktnější, tím více se hodnota ρ_d blíží další veličině – **specifické hmotnosti půdy** (ρ_z [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$]), tedy hmotnosti objemové jednotky vysušené pevné fáze půdy bez pórů. Tato veličina bývá rovněž nazývána zdánlivá hustota půdních částic, neboť půda je složená z řady minerálů a organických látek o různých specifických hmotnostech a hodnota ρ_z

je jakýmsi jejich váženým průměrem. Nejčastěji dosahuje hodnot $2,6 - 2,7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, což odpovídá specifické hmotnosti nejhojněji zastoupených minerálů (křemen – $2,65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$). Vyšší obsahy organické hmoty hodnotu ρ_z snižují, přítomnost těžkých například železitých minerálů ji může naopak zvýšit.

3.5. KAPALNÁ SLOŽKA PŮDY

Dříve než přistoupíme k popisu a hodnocení kapalně složky půdy (půdní vody či roztoku), zaměříme se na bilanci vody v půdě, tedy na vstupy vody do půdy a výstupy z ní. Hlavním zdrojem vody v půdě je voda srážková, která do půdy shora infiltruje, a voda podzemní, která do půdy zdola vzlíná. Dalšími zdroji jsou pak povrchový či podzemní přítok dotující hodnocený objem půdy v horizontálním směru. Specifické postavení má pak antropogenní zdroj vody, závlahy. Kvantitativně méně zastoupenými zdroji kapalně vody v půdě jsou kondenzace vodních par a rozklad odumřelých těl rostlin i živočichů. Hlavními cestami vody z půdy jsou evaporace, transpirace a podzemní odtok. Na základě těchto parametrů lze bilancovat množství vody v půdě a rovněž zařadit půdu do kategorií hydrických režimů. Klasifikace těchto režimů sestavená podle směru a intenzity oběhu vody v půdě a podle koeficientu zavlažení $KZ = S / V$ (srážky / výpar) rozlišuje:

- režim půd s věčným ledem, kde je část půdní vody trvale zmrzlá
- promyvný režim – $KZ > 1$, kde tedy srážky převažují nad výparem
- periodicky promyvný režim, kde kolísá hodnota KZ , ale dlouhodobě se blíží 1
- nepromyvný režim – $KZ < 1$, kde bývá koloběh vody omezen na půdní profil, či jeho svrchnější část a kde hlubší vrstvy mívají trvale nízkou vlhkost
- výparný režim – $KZ \ll 1$, kde je výpar trvale výrazně vyšší než srážky
- nivní režim (periodicky promyvný až promyvný režim, kdy je odtok brzděn zvýšenou hladinou podzemní vody)
- bažinný režim (definovaný zvýšenou hladinou podzemní vody, bez vazby na klimatický region)
- závlahový – antropogenně ovlivněný

V každém z těchto režimů hraje voda roli transportního média a zajišťuje vzájemnou komunikaci jednotlivých půdních složek. Hydrické režimy ale výrazně ovlivňují její pedogenezi, tedy to, jaké půdní typy se v daném prostředí utvářejí. V oblastech s věčným ledem jsou charakteristickým půdním typem cryosoly. Jejich morfologické znaky jsou přímým důsledkem působení ledu v půdním profilu. Promyvný režim zajišťuje transport částic půdním profilem shora dolů a je určující pro vznik skupiny luvisolů, či podzolů. Výparný režim naopak zajišťuje vzlínání vody z hloubek k povrchu a s ním i vynášení a akumulaci rozpustných solí charakteristickou například pro půdní typ solončak. Nivní a bažinné režimy zase podmiňují vznik některých hydromorfních typů půd, jako jsou gleje nebo organozemě. Všechny zmíněné půdní typy jsou detailněji popsány v kapitole 4.

Na vlastní kapalnou složku půdy se dá nahlížet dvojím způsobem. Z pohledu půdní chemie se jedná o **půdní roztok**. Z pohledu půdní fyziky bývá používán termín **půdní voda** a je hodnoceno především její množství a pohyb v půdním porézním prostředí spolu s transportem různých látek.

3.5.1 PŮDNÍ ROZTOK

Půdní roztok je charakteristický velice proměnlivým složením a to jak v prostoru, tak v čase. Nejhojněji zastoupené rozpuštěné komponenty shrnuje tabulka 3.5. Složení půdního roztoku je výsledkem celé řady procesů odehrávajících se v půdě i mimo ni. Souvisí se složením podzemní, povrchové, srážkové či závlahové vody, s teplotou a prouděním vzduchu, tedy s faktory řídicími evaporaci či kondenzací, s intenzitou transpirace rostlin a s jejich

selektivním příjmem živin i vylučováním organických látek, s biologickou aktivitou mikroorganismů a v neposlední řadě i se složením organického a minerálního podílu půdy a půdní reakcí. Půdní roztok je jakousi „krví“ půdy. Zajišťuje pohyb látek, průběh chemických reakcí a přístupnost a zdroj látek pro organismy. Vytváří také prostředí pro život organismů a umožňuje některé výše zmíněné půdotvorné procesy. V suchých půdách jsou transportní procesy i biologická činnost významně redukovány nebo zcela potlačeny.

Podíl organické a minerální složky rozpuštěné v půdním roztoku se mění i v závislosti na klimatu. V půdách humidního klimatu a v půdách hydromorfních převládá v půdním roztoku podíl organický. V půdách semihumidních až semiaridních oblastí je podíl obou složek zhruba vyrovnaný a v oblastech aridních se stává dominantní minerální složka.

Tab. 3.5: Střední koncentrace nejčastěji zastoupených složek půdního roztoku.

Anorganické složky půdního roztoku			
Kategorie	Hlavní složky (10^{-4} - 10^{-2} mol·l ⁻¹)	Vedlejší složky (10^{-6} - 10^{-4} mol·l ⁻¹)	Ostatní ($<10^{-6}$ mol·l ⁻¹)
Kationty	Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , K ⁺ , Na ⁺	Fe ²⁺ , Mn ²⁺ , Zn ²⁺ , Cu ²⁺ , NH ₄ ⁺ , Al ³⁺	Cr ³⁺ , Ni ²⁺ , Cd ²⁺ , Pb ²⁺
Anionty	HCO ₃ ⁻ , Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻ , NO ₃ ⁻	H ₂ PO ₄ ⁻ , F ⁻ , HS ⁻	CrO ₄ ²⁻ , HMoO ₄ ⁺
Neutrální	Si(OH) ₄ ⁰	B(OH) ₃ ⁰	
Organické složky půdního roztoku			
Zdroj	Hlavní složky (10^{-5} - 10^{-3} mol·l ⁻¹)	Vedlejší složky ($<10^{-5}$ mol·l ⁻¹)	
Přírodní	karboxylové kyseliny, aminokyseliny, jednoduché cukry	uhlovodíky, fenoly, proteiny, alkoholy	
Antropogenní		herbicidy, fungicidy, insekticidy, PCB, PAU, ropné uhlovodíky, rozpouštědla, léčiva	

3.5.2 PŮDNÍ VODA

Množství či pohyb vody v půdě jsou ovlivňovány řadou sil působících na vodu, vlastnostmi porézního prostředí, zrnitostí a strukturou půdy, ale i jejími chemickými a fyzikálně chemickými vlastnostmi.

MNOŽSTVÍ VODY V PŮDĚ

Množství vody v půdě se popisuje jako půdní vlhkost. Tato veličina může mít tři podoby. Objemová vlhkost (θ) je dána poměrem objemu vody (V_w [cm³]) k celkovému objemu půdy (V [cm³]).

$$\text{Rovnice 3.1:} \quad \theta = \frac{V_w}{V} (\cdot 100\%)$$

Lze ji zjistit pouze z neporušeného půdního vzorku s definovaným celkovým objemem (např. Kopeckého váleček o objemu 100 cm³).

Hmotnostní vlhkost (W) je definována jako poměr hmotnosti vody (m_w [g]) k hmotnosti tuhé fáze půdy (vysušené) (m_z [g]).

Rovnice 3.2:
$$W = \frac{m_w}{m_z} (\cdot 100\%)$$

Tuto vlhkost lze zjistit i z porušeného půdního vzorku. Obě veličiny lze převádět z jedné na druhou pomocí objemové hmotnosti půdy ρ_d [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$].

Rovnice 3.3:
$$\theta = w \cdot \rho_d$$

Relativní vyjádření půdní vlhkosti (W_{rel}) popisuje jaký podíl pórů (z celkové porovitosti P) je vyplněn vodou a tedy doplňkově i kolik je v nich vzduchu.

Rovnice 3.4:
$$W_{rel} = \frac{\theta}{P} (\cdot 100\%)$$

Základní přímé a nejpresnější měření vlhkosti je měření gravimetrické, tedy založené na zjištění rozdílu hmotnosti vlhké a vysušené půdy ať již u porušeného nebo neporušeného půdního vzorku. Zároveň se ale jedná o zjištění relativně náročné, neboť je třeba vzorky odebírat, transportovat a vysoušet. Není také možné tímto způsobem půdní vlhkost měřit/sledovat kontinuálně. Proto byla pro praktické účely vyvinuta řada více či méně přesných nepřímých metod měření vlhkosti v terénu. Tyto metody jsou založeny na měření jiné veličiny, než je vlhkost, ale tato měřená veličina je vlhkostí ovlivněna. Častým principem měření je závislost elektrické vodivosti půdy na její vlhkosti. Čím je půda vlhčí, tím lépe vede elektrický proud. Vlastní senzory pak měří elektrický odpor – odporová metoda, dielektrickou konstantu půdy – kapacitní metoda, nebo průchod elektrického impulsu půdou – metoda TDR (Time Domain Reflectometry) a TDT (Time Domain Transition). Tyto metody jsou běžně užívané a bývají součástí takzvaných inteligentních zavlažovacích systémů, které reagují přímo na zjištěné hodnoty vlhkosti půdy. Méně používané jsou neutronová metoda využívající zpomalení rychlých neutronů po interakci s atomy vodíku a gamaskopická metoda hodnotící zeslabení nebo rozptyl γ záření v půdě. Naopak stále používanější je dálkový průzkum Země, kdy lze na základě optických vlastností povrchů podmíněných i obsahem vody hodnotit vlhkost půdy v poměrně rozsáhlých oblastech. Tato metoda se rozvíjí a zatím neposkytuje srovnatelně přesné údaje s metodami zmíněnými dříve.

SÍLY PŮSOBÍCÍ NA VODU V PŮDĚ

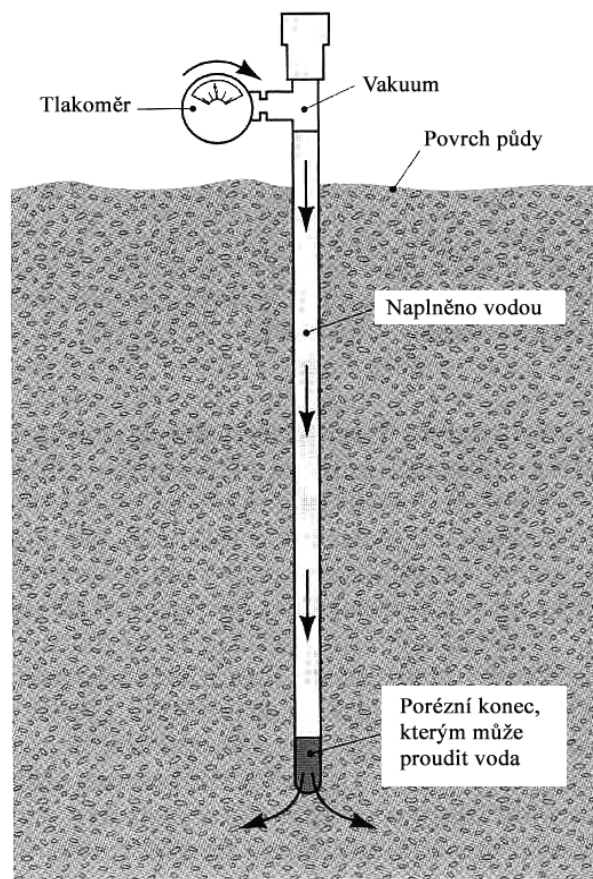
Na vodu v půdě působí řada sil. Jsou vyvolány porézním prostředím půdy, tedy přitažlivými silami mezi vodou a pevnými půdními částicemi (van der Waalsovy síly, vodíkové můstky, elektrostatické síly nabitého povrchu koloidů, kapilární meniskové síly aj.). Patří k nim i síly podmíněné přítomností volných iontů v půdní vodě, hydrostatickým tlakem, tlakem vzduchu (atmosférického i uzavřeného v pórech) a v neposlední řadě i gravitací.

Podle dominantních sil působících na vodu v půdě lze rozlišit tři základní formy půdní vody. Jedná se o vodu gravitační (volnou), která není pevně vázána na pevnou složku půdy. Vyskytuje se v největších půdních pórech a její pohyb je řízen především gravitační silou. Z toho je zřejmé, že se v půdě vyskytuje dočasně po srážkách, závlahách, nebo při kolísání hladiny podzemní vody. Vzhledem k jejímu relativně rychlému pohybu půdním profilem je klíčová z hlediska transportu látek a koloidů. Je tedy významným pedogenetickým činitelem. Druhým typem je voda kapilární (lze ji rozdělit na lehce pohyblivou a těžce pohyblivou – lentokapilární). Jak název napovídá, její chování v půdě je řízeno kapilárními silami. Ty se mohou projevit jen v dostatečně tenkých pórech, kdy kohezní a adhezní síly převyšují sílu

gravitační. Může pak docházet ke vztlínání vody (až do výšek 2–3 m nad hladinu podzemní vody) a zároveň tyto síly vodu udržují v půdě a nedovolí jí „protéct“ profilem. Tato voda je nejdůležitější z hlediska života v půdě i na jejím povrchu. Je to voda vhodná pro příjem živin rostlinami. Je v půdě dostatečně pevně poutána, tak aby například po dešti rychle nezmizela v nedostupných hloubkách, ale zároveň není poutána tak silně, že by se stala nepříjemnou pro rostliny a další organismy. Nedostupná, pevně poutaná voda se nazývá adsorpční. Je k povrchu částic vázána adsorpčními silami. Většinou se jedná o tenké povlaky půdních částic o mocnosti několika nanometrů. Je prakticky nepohyblivá a nemá rozpouštěcí schopnost.

O tom, zda a kam se voda v profilu pohybuje, rozhodují síly, které na vodu v půdě působí. Abychom mohli definovat směr pohybu vody, je nutné definovat energii vody v daném bodě/oblasti. Tato energie [$J = N \cdot m$] vztažená na jednotku hmotnosti vody [kg] nabývá rozměru potenciálu Φ [$J \cdot kg^{-1}$]. Pokud je vztažená na jednotku objemu vody [m^3], nabývá rozměru tlaku [$N \cdot m^{-2} = Pa$], a pokud je vztažená na jednotku tíhy vody [$kg \cdot m \cdot s^{-2}$], pak lze hovořit o tlakové výšce H [m]. Energie je výsledkem celé řady dílčích sil či potenciálů. Rozlišujeme gravitační potenciál, podmíněný gravitační silou působící na vodu. Jeho hodnota se obvykle vyjadřuje ve vztahu k vytyčené referenční rovině (úrovni). Gravitační potenciál (z) vyjádřený na jednotku tíhy vody se pak nad referenční úrovní rovná vzdálenosti bodu od referenční úrovně (obr. 3.22) a pod referenční úrovní se rovná záporné hodnotě vzdálenosti bodu pod referenční úrovní. Dalším je potenciál „vodní“, častěji vyjadřovaný jako tlaková výška vody (h), která může být jak kladná, tak záporná. V případě kladné tlakové výšky vody se jedná o hydrostatickou tlakovou výšku (potenciál), tj. jeho hodnota se rovná vzdálenosti bodu pod hladinou podzemní vody. Voda má kladný potenciál, protože „pracuje“. Naopak záporné tlakové výšky vody, které označujeme jako vlhkostní tlakové výšky (potenciály), jsou definovány v prostředí ne plně nasyceném vodou, například nad hladinou podzemní vody. Pro ilustraci si můžeme představit případ, kdy je voda díky silám působícím v půdě nad hladinou rovnovážně distribuována, pak se tlaková výška vody v daném bodě rovná záporné hodnotě vzdálenosti od hladiny podzemní vody, tj. práci, kterou půda vykonala na odtržení a přemístění částičky čisté vody z místa s nulovým potenciálem (hladiny podzemní vody) do daného bodu. Čím více půda pracuje, aby vodu udržela (tj. čím je sušší), tím je nižší (více záporná) hodnota tlakové výšky vody. Dále existují pneumatický potenciál způsobený vnějším tlakem plynů na vodu v půdě, tlakový potenciál způsobený hydrostatickým tlakem vody v nasyceném prostředí, zátěžový potenciál, zapříčiněný tlakem pevné složky půdy, a potenciál osmotický daný rozdílem koncentrací rozpustných solí v půdním roztoku.

Vlhkostní potenciál je možné měřit přímo v terénu jako potenciál tenzometrický. Při měření je zanedbáván osmotický potenciál a půdní roztok je tedy idealizován na čistou vodu. Měření je prováděno pomocí tenzometrů (obr. 3.19), které měří vlhkostní potenciál jako sací tlak (v nenasyčeném prostředí – podtlak).

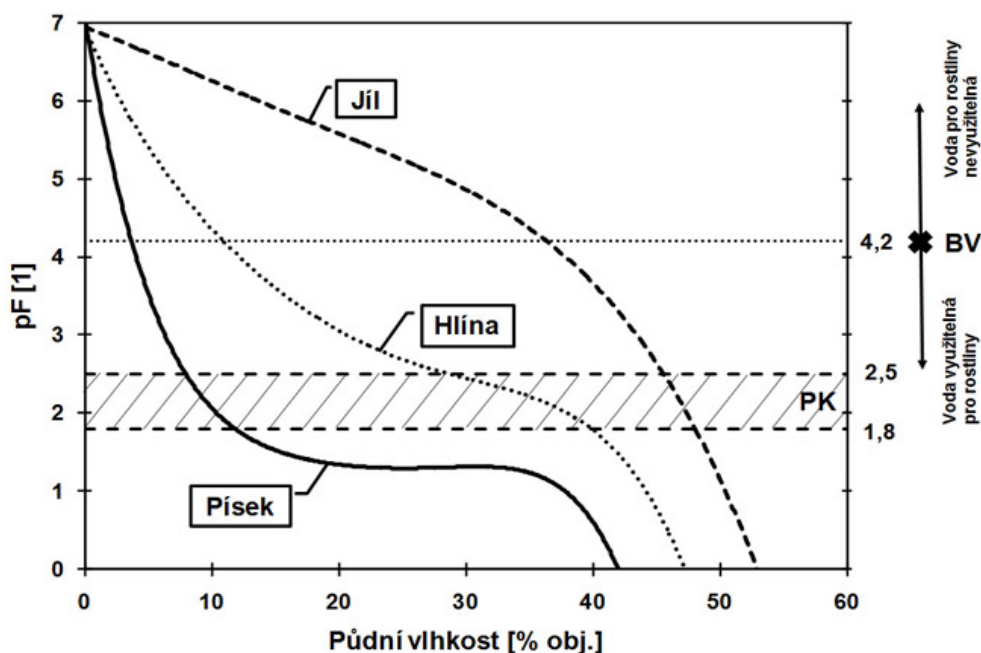


Obr. 3.19: Tenzometr je tvořen skleněnou trubicí (různá délka pro jednotlivé hloubky profilu) naplněnou vodou a ukončenou porézní keramickou čepičkou, skrze níž je voda nasávána okolní půdou. Opačný konec uzavřené trubice je vyplněn vzduchem. Úbytek vody v trubici způsobuje pokles tlaku vzduchu a tento podtlak (sací tlak) je měřen připojeným manometrem (tlakoměrem) (upraveno z Brady a Weil 2008).

RETENČNÍ KŘIVKY

Propojením informací o vlhkosti půdy a jejích energetických charakteristikách jsou takzvané retenční křivky (čáry) (obr. 3.20). Jedná se o jednu z nejdůležitějších hydrofyzikálních charakteristik půdy. Tyto křivky graficky znázorňují vztah mezi vlhkostí půdy a negativním vlhkosním potenciálem půdní vody (sacím tlakem). Jsou jakousi vstupní hodnotou pro výpočet dalších hydrofyzikálních charakteristik a v praxi se používají k hodnocení dostupnosti vody v různých půdách, či pro návrhy závlah a odvodnění. Průběh křivky je závislý na zrnitostním složení půdy, na obsahu organické hmoty, na půdní struktuře a celé řadě dalších půdních vlastností. Tato křivka vyjadřuje retenční vlastnosti půdy, tedy schopnost půdy zadržovat vodu i proti působení vnějších sil. Její průběh záleží na způsobu dosažení rovnovážného stavu. Křivka získaná postupným snižováním vlhkosti se liší od křivky získané zvlhčováním půdy. Tato rozdílnost (hystereze) křivek je způsobena variabilitou tvaru pórů, odlišným smáčením suchých a vlhkých povrchů kapilár, či uzavíráním vzduchu v pórech.

Z praktického hlediska se při grafickém znázorňování retenčních křivek používají na ose y místo tlakových výšek s velice širokým rozpětím jejich zlogaritmované hodnoty ($pF = \log(H)$, které osu y „zkrátí“ a v zobrazení je patrnější esovitý tvar křivek).

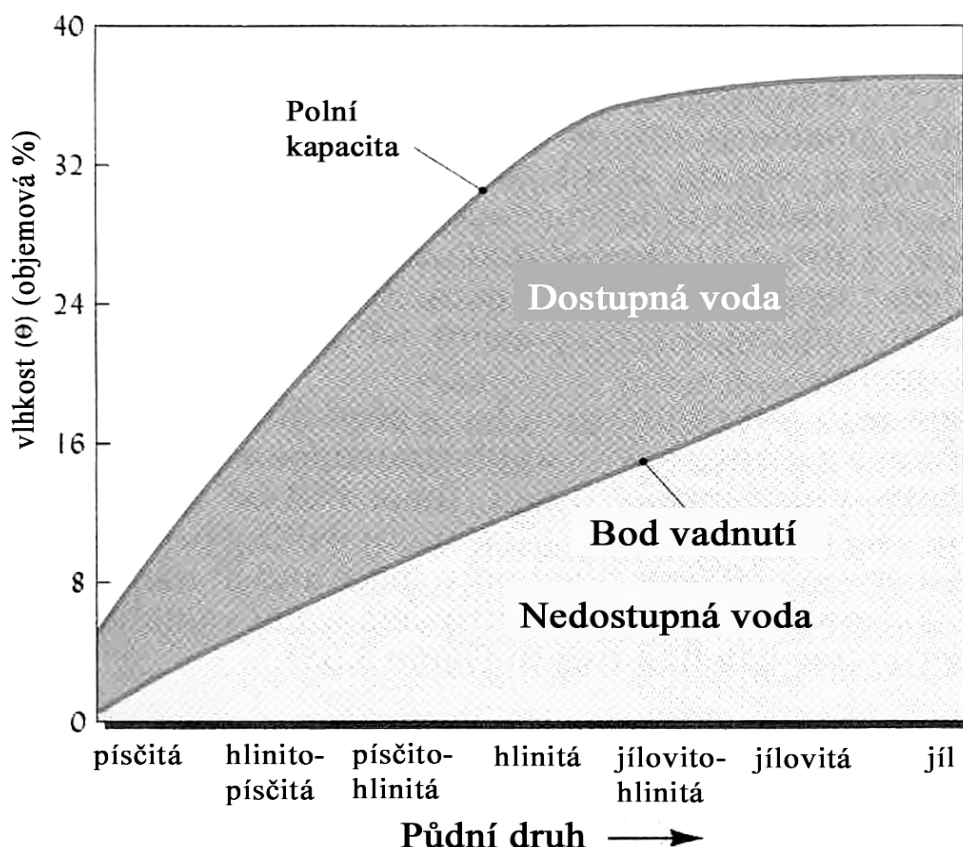


Obr. 3.20: Retenční čáry různých půdních druhů. Při hodnotě $pF=0$ nevykonává ani voda ani půda žádnou práci. Můžeme si představit, že je půda nasycená vodou, ale blízko hladiny podzemní vody, kdy neuvažujeme hydrostatický tlak vyvolaný tíhou vodního sloupce. Objemová vlhkost tedy přibližně odpovídá celkové pórovitosti. Při vysušování půdy dochází k poklesu vlhkosti a zvýšení hodnoty pF , neboť půda musí vynaložit stále více vlastních sil (práce) na udržení vody. Zastoupení jednotlivých velikostních kategorií pórů v půdě má za následek to, že jílovitá půda při stejném „úsilí“ udrží vyšší množství vody než půda písčitá.

HYDROLIMITY

Vlhkost půdy se pohybuje v širokém rozmezí od nasycené po suchou půdu a je v čase velice proměnlivá. Hydrolimity jsou charakteristiky (vlhkosti) vyjadřující určité konkrétní stavy půdní vlhkosti vztahované buď k prospívání vegetace, či k poutání vody v konkrétních pórech či konkrétními silami. Jsou charakterizovány vlhkostí půdy a pF hodnotami (log tlakové výšky). Mezi základní hydrolimity (které se vztahují k objektivně existujícím půdním vláhovým charakteristikám a tvoří rozmezí energetických kategorií půdní vody) patří retenční vodní kapacita popisující maximální množství vody, které je půda po nadměrném zavlažení schopna zadržet vlastními silami. Určuje rozmezí mezi kapilární a gravitační vodou a pohybuje se v rozsahu hodnot pF 2 – 2,8. Dalším základním hydrolimitem je lentokapilární bod, který určuje rozmezí mezi těžce a lehce pohyblivou kapilární vodou při pF 3,1 – 3,5. Posledním základním hydrolimitem je adsorpční vodní kapacita. Popisuje maximální množství vody poutané adsorpčními silami a určuje rozmezí mezi adsorpční a těžce pohyblivou kapilární vodou při pF 4,8 – 5,2.

Aplikované hydrolimity jsou více vztahovány k optimálnímu využití půdní vody vegetací (obr. 25). Dolní hranici její využitelnosti popisuje bod vadnutí. Jedná se o minimální mez fyziologicky využitelné vody, nebo také o vlhkost, kdy jsou rostliny trvale nedostatečně zásobeny půdní vodou a vadnou. Smluvně je jeho hodnota určena jako $15 \cdot 10^5$ Pa (1,5 MPa), nebo $pF = 4,18$. Horní hranice je charakterizována polní vodní kapacitou. Jedná se o ustálený (kvazistacionární) stav vlhkosti přirozeného půdního profilu po nadměrném zavlažení shora.

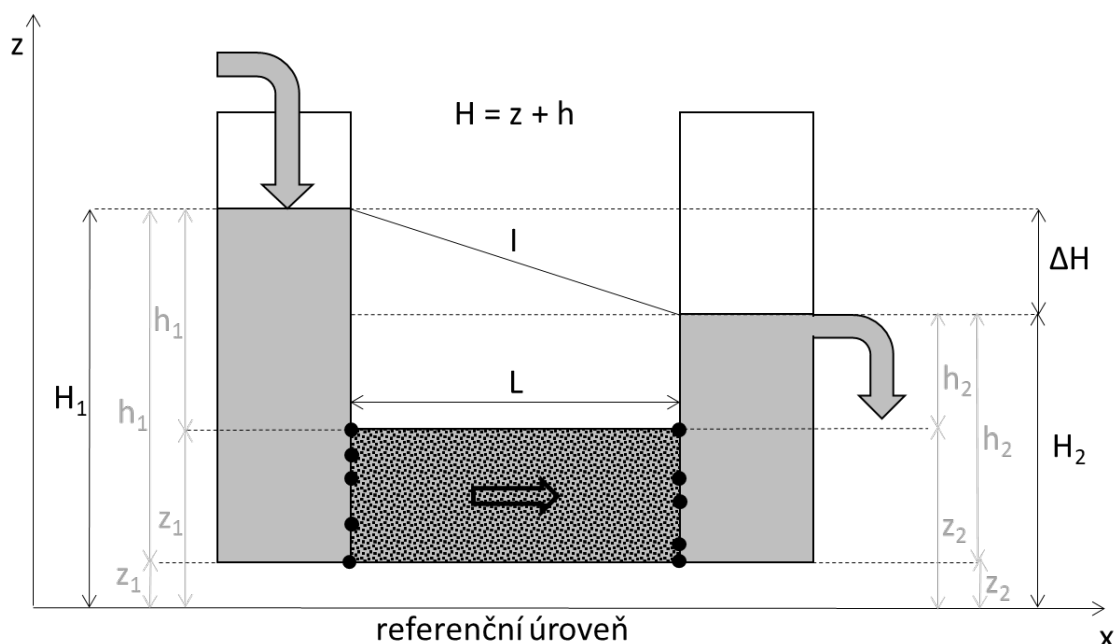


Obr. 3.21: Závislost půdního druhu a objemové vlhkosti pro hydrolimity: bod vadnutí a polní kapacita (upraveno z Brady a Weil 2008). Je zřejmé, že nejvíce dostupné vody je schopná poutat středně těžká půda (hlinitá až jílovitohlinitá). Písčítá půda vodu zadržuje minimálně a v jílovitých půdách je velké procento zadržené vody rostlinám nedostupné.

3.5.3 POHYB VODY V PŮDĚ

Pohyb vody v půdě probíhá vždy ve směru záporného gradientu potenciálu (tj. z místa s vyšším potenciálem do místa s nižším potenciálem, zjednodušeně shora dolů, z vlhčího místa do suššího). Závisí na propustnosti půdy (hydraulické vodivosti). Jedná se o velice komplikovaný proces, neboť půda je heterogenní porézní prostředí, nepohybuje se v ní čistá voda, ale roztok a do procesu dále zasahují evaporace, transpirace, změny teplot atd. Rovněž je třeba odlišit proudění vody v nasycené a nenasycené půdě a také proudění ustálené, tedy konstantní tok vody, a neustálené, kdy se tok vody v čase mění například transpirací či exsudací rostlin.

Tento reálný komplikovaný stav lze pro potřeby hodnocení a modelování pohybu vody v půdě různě zjednodušovat. Často bývá zanedbáváno působení rozdílných teplot v prostoru proudění vody půdou a předpokládá se, že voda proudí za izotermických podmínek. Rovněž proměnlivá koncentrace půdního roztoku bývá zanedbávána, proudící roztok se idealizuje na čistou vodu a prostředí proudění. Dále se často uvažuje, že je prostředí homogenní, tj. že jsou půdní hydraulické vlastnosti v celé oblasti konstantní, a izotropické, tj. že je hydraulická vodivost ve všech směrech stejná. Míra zjednodušení samozřejmě ovlivňuje přesnost výsledku.



Obr. 3.22: Schéma experimentu, z nějž vychází Darcyho zákon. Část potrubí, jímž protéká voda, je naplněna porézním materiálem (půdou). Délka průtoku tímto prostředím je označena L . Rozdíl hladin vtékající a vytékající kapaliny (vody) je označen ΔH a odpovídá rozdílu tlakových výšek H_1 a H_2 . Ty jsou součtem hydrostatických (h) a gravitačních (z) výšek na vstupu (h_1, z_1) a na výstupu (h_2, z_2). V každém bodu ($\bullet$) – úrovni na ose z jsou tyto potenciály jiné, nicméně jejich součet je konstantní. Podíl $\Delta H/L$ je označován jako hydraulický spád (I).

Pohybem vody v nasycené zóně se rozumí stav, kdy voda vyplňuje a proudí všemi póry (vlhkost se rovná pórovitosti). Voda proudí ustáleně (nemění se její rychlost/tok). Darcyho zákon pak matematicky určuje rychlost průtoku kapaliny pevným porézním prostředím (obr. 3.22). Definuje závislost mezi rychlostí proudění (v [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$]) a hydraulickým gradientem (spádem). Zákon vychází z experimentálních měření, při kterých bylo zjištěno, že se množství vody, které proteče zeminou za jednotku času, přímo úměrně zvětšuje s rostoucím rozdílem hladin ΔH před vtokem a po výtoku z půdy a nepřímo úměrně s rostoucí délkou sloupce zeminy L ve směru proudění vody (Darcy 1856). Darcyho zákon je tedy vyjádřen vztahem

$$\text{Rovnice 3.5: } v = Ks \cdot \frac{\Delta H}{L} = Ks \cdot I = -Ks \cdot \frac{\partial H}{\partial x} = -Ks \cdot \text{grad } H$$

kde pomyslná rychlost (v) vztažená na kapalinu pohybující se porézním prostředím, tj. póry i prostorem vyplněným pevným skeletem (nikoli rychlost v pórech) je rovna součinu nasycené hydraulické vodivosti (Ks [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$]) a takzvaného hydraulického spádu ($\Delta H/L = I$) neboli derivace celkového potenciálu, podle souřadnice v jejímž směru voda proudí ($\partial H/\partial x$) neboli také gradientem celkového potenciálu vody v pórovitém prostředí ($\text{grad } H$), což je v podstatě totéž, ale platné také pro 3-rozměrný prostor.

Nasycená hydraulická vodivost je základní vlastnost půdního prostředí. Vyjadřuje schopnost půdy vést vodu. Hodnota závisí na vlastnostech porézního prostředí i na vlastnostech proudící kapaliny.

Ustáleným pohybem vody v nenasyčené zóně se rozumí stav, kdy je půdní vlhkost menší než hodnota pórovitosti (všechny póry nejsou vyplněny vodou), tedy stav charakteristický pro prostor mezi povrchem půdy a nasycenou půdní zónou. Zde platí

modifikace Darcyho zákona, takzvaný Darcy–Buckinghamův zákon, který lze zapsat podobným způsobem jako rovnici (3.5).

Rovnice 3.6:
$$v = -K(h) \cdot \frac{\Delta H}{L}$$

Koeficient úměrnosti $K(h)$ je hydraulická vodivost nenasyčeného pórovitého prostředí, která je funkcí potenciálu vody v porézním prostředí, pro nenasyčené prostředí vyjádřeného tlakovou výškou h . (V případě nasyceného proudění nabývá hydraulická vodivost nejvyšší hodnoty pro daný substrát a s přechodem k menším vlhkostem a tedy nenasyčenému prostředí nabývá hodnot nižších.) Záporné znaménko před $K(h)$ označuje směr proudění vody proti gradientu celkového potenciálu vody v půdě, tedy ve směru sklonu (spádu).

Za předpokladu, že je proudění porézním prostředím neustálené, tedy dochází ke změnám toku v čase, lze pohyb vody popsat Richardsovou rovnicí, která propojuje rovnici kontinuity (rovnice 3.7) vyjadřující zachování hmoty a Darcy–Buckinghamův zákon (rovnice 3.6). Změna vlhkosti v čase pak odpovídá změně rychlosti proudění v daném směru a rychlost (v) odpovídá rychlosti proudění dle rovnice 3.6.

Rovnice 3.7:
$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{\partial v}{\partial x}$$

Infiltrace neboli vsak vody do půdy je specifickým případem neustáleného proudění v nenasyčeném prostředí. Rozhoduje o využití atmosférických srážek i závlahy. Závisí na počáteční vlhkosti půdy, na vlastnostech půdního povrchu (struktura, obr. 3.18), na hydraulické vodivosti dané půdy, na výskytu brzdících vrstev v profilu, intenzitě srážek (závlahy) a době jejich trvání. Optimální podmínky pro infiltraci srážky jsou takové, kdy je půda na počátku srážky vlhká, je kyprá, má vysokou hydraulickou vodivost a neobsahuje brzdící vrstvy. Optimálně je pak infiltrována srážka s nižší intenzitou, nikoli například přivalový déšť. Pokud voda do půdy neinfiltroje, vzniká povrchový odtok, jehož důsledkem je vodní eroze a ve větším měřítku i záplavy.

Při popisu a hodnocení infiltrace se používají dvě základní veličiny. Jedná se o rychlost infiltrace určenou objemem infiltruující vody $[m^3]$ přes plochu půdy, kterou probíhá infiltrace $[m^2]$, za čas $[s]$ a takzvanou kumulativní infiltraci danou celkovým množstvím vody zasáklé do půdy za určitý čas.

3.6. PLYNNÁ SLOŽKA PŮDY

Plynná složka půdy se nazývá půdní vzduch. Je zásadní pro dýchání půdních organismů i kořenů rostlin a pro průběh řady biologických i biochemických přeměn i chemických reakcí v půdě. Jeho složení je stejně jako u půdního roztoku značně proměnlivé a liší se od vzduchu ve volné atmosféře. Ve srovnání s atmosférickým vzduchem obsahuje méně O_2 (10–20 % obj., ale i pouhé stopy), více CO_2 (0,1–5 %, ale i 10 % v blízkosti kořenů, což je o tři řády více než v atmosféře), podobný obsah Ar a dalších inertních plynů (0,9 %). Obsah N_2 kolísá v závislosti na obsahu O_2 a CO_2 . Obsah vodní páry je závislý na teplotě a vlhkosti půdy a na aktivitě organismů. Za anoxických podmínek jsou charakteristické vysoké koncentrace CO_2 a CH_4 , nízký obsah N_2 (až 30–40 %) a bývají přítomny i další plyny jako H_2S , N_2O , C_2H_4 nebo H_2 .

Nejvýznamnější plyny z hlediska života v půdě jsou kyslík a oxid uhličitý. Hlavním zdrojem kyslíku v půdě je atmosféra, neboť autotrofních organismů je v půdě relativně málo. Jeho obsah závisí na celkovém provzdušnění půdy a s hloubkou obvykle klesá. Pro život v půdě a koloběh kyslíku v ní má značný význam i kyslík rozpuštěný v půdní vodě. Oxid uhličitý naopak pochází především z dýchání organismů. Jeho obsahy jsou nejvyšší v málo

provzdušněné („větrané“) půdě, při vyšší vlhkosti a teplotě. Zvyšují se i závlahou a organickým hnojením. V rámci půdního profilu jsou jeho maximální koncentrace při nízké hladině podzemní vody zhruba v ½ profilu a při vysoké hladině podzemní vody u této hladiny. Je snadno rozpustný a ovlivňuje pH půdy (jeho rozpouštěním vzniká kyselina uhličitá).

Vzduch se v půdě nachází ve formě volně pohyblivé, nebo vázaný na pevnou či kapalnou fázi. Poután může být prostřednictvím fyzikálních vazeb na povrchu pevné fáze, rozpuštěním jednotlivých plynů v kapalně fázi, nebo mechanicky v podobě uzavřených bublinek v kapilárních pórech. K pohybu vzduchu v půdě dochází dvojím způsobem. Zhruba 10 % pohybu je způsobeno prouděním podle tlakového gradientu. Ten může vyvolat změna atmosférického tlaku či teploty, kolísání hladiny podzemní vody, příjem vody kořeny, obdělávání půdy, srážky i vítr při půdním povrchu. Zbývajících 90 % připadá na difúzi, tedy pohyb podle gradientu koncentrací (difúzního). Tento gradient je odlišný pro jednotlivé plyny. Vyšší koncentrace kyslíku v atmosféře způsobuje vnikání tohoto plynu do půdy a naopak vyšší koncentrace CO₂ v půdním vzduchu jeho únik do atmosféry.

Pro optimální rozvoj vegetace je nezbytná určitá úroveň provzdušnění půdy. Pro každou plodinu je tato úroveň jiná. Aktuální množství vzduchu v půdě udává takzvaná provzdušenost, tedy obsah vzduchu v pórech v čase odběru vzorku (je doplňkovou hodnotou k momentální vlhkosti). Vzdušná kapacita je procento pórů vyplněných vzduchem při odpovídající kapacitě vodní (např. retenční). Platí, že poklesne-li vzdušná kapacita u orných půd pod 10 % a u lučních pod 5 %, označují se tyto půdy jako náchylné k zamokření.

3.7. ENERGIE V PŮDĚ

Samostatnou kapitolu je třeba věnovat i poslední složce půdy, která sice „není vidět“, ale hraje významnou roli ve všech půdních procesech. Jedná se o energii, a to především o energii tepelnou. Velká část tepelné energie přichází do půdy v podobě více či méně transformovaného záření slunce. Dalšími zdroji jsou fázové změny vody (kondenzace, desublimace a tuhnutí) a rozkladné procesy například při mineralizaci organické hmoty. Ke ztrátám energie pak dochází dlouhodobným vyzařováním Země, fázovými změnami půdní vody (vypařování, sublimace, tání), transpirací, výměnou s přízemní vrstvou atmosféry, odváděním do hlubších vrstev půdy a zabudováním do produktů syntetických reakcí. Množství a toky energie jsou ovlivňovány dále vnějšími i vnitřními půdními faktory. Mezi vnější faktory patří vegetační pokryv půdy, intenzita dopadajícího záření, která přímo souvisí s úhlem dopadu slunečního záření (tedy reliéfem), s nadmořskou výškou, obsahem vodních par atd. Rovněž mezi ně patří i absorpční schopnost vlastního povrchu půdy, která se váže k jeho barvě a struktuře. Vnitřní faktory, tedy ty, které přímo souvisejí se složením půdy, jsou její tepelná kapacita a tepelná vodivost.

Tepelná kapacita půdy (C [$J \cdot K^{-1} \cdot m^{-3}$]) vyjadřuje množství tepla, které je třeba dodat jednotkovému objemu půdy, aby vzrostla jeho teplota o 1 stupeň (1 Kelvin). Je souhrnem tepelné kapacity jednotlivých fází půdy (plynné, kapalně a pevné). U běžných půdních minerálů se pohybuje okolo hodnoty $2 J \cdot K^{-1} \cdot m^{-3}$, u organické hmoty okolo $2,5 J \cdot K^{-1} \cdot m^{-3}$, pro vodu je pak $4,2 J \cdot K^{-1} \cdot m^{-3}$ a pro vzduch méně než $0,01 J \cdot K^{-1} \cdot m^{-3}$. V praxi se proto používá zjednodušený výpočet celkové tepelné kapacity půdy:

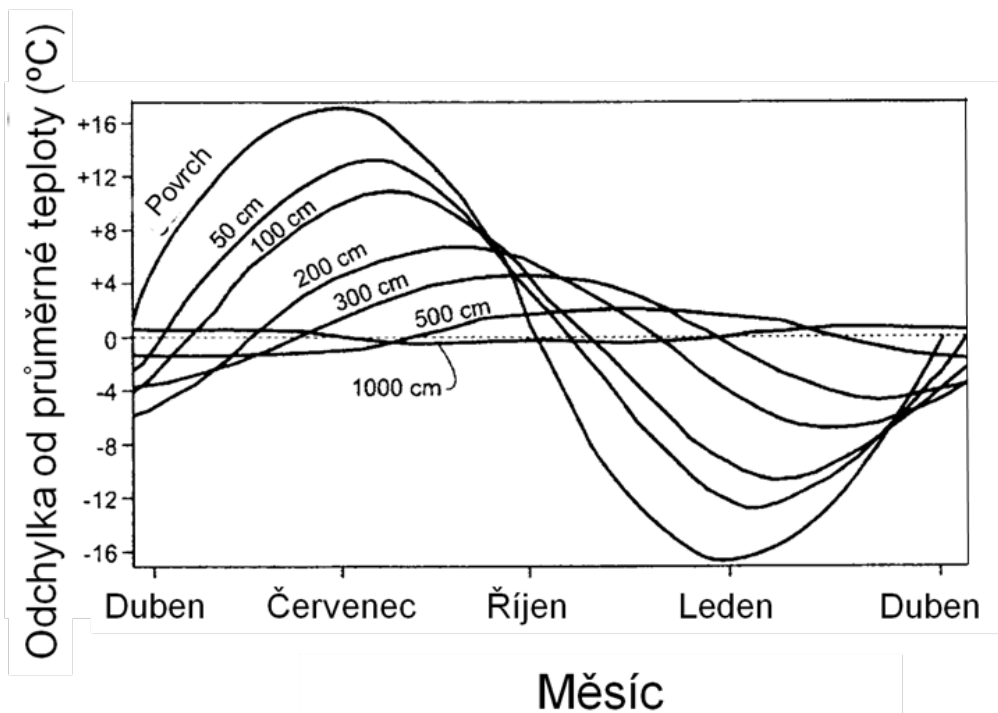
$$\text{Rovnice 3.8:} \quad C = 2,0m + 2,5o + 4,2w$$

Hodnota **m** je relativní obsah minerální složky, **o** je relativní obsah organické složky, **w** je relativní obsah vody a kapacita vzduchu se zanedbává.

Tepelná vodivost půdy [$\text{J m}^{-1}\text{s}^{-1}\text{K}^{-1}$], tedy její schopnost přenášet teplo, závisí na jejím mineralogickém složení, zrnitosti, obsahu humusu, struktuře a vlhkosti. Pro půdu je z pohledu tepelné vodivosti rozhodující obsah vody, která zajišťuje kontakt pevných součástí půdy, a umožňuje tak vedení energie (nebo jako doplněk obsah vzduchu, který teplo prakticky nevede a pevné složky půdy izoluje).

Poměrem tepelné kapacity a vodivosti je takzvaná **teplotní vodivost půdy**, která vyjadřuje, s jakou rychlostí probíhají změny teploty v půdě, a určuje hloubku, do jaké pronikne změna teploty na povrchu půd. Suché půdy se při povrchu rychle zahřejí, neboť voda neodvádí teplo do větších hloubek a neochlazuje půdu vypařováním. Naopak půdy zamokřené, s vysokou tepelnou kapacitou vody a spotřebou části dodaného tepla na vypařování, mají záhřevnost jen velice nízkou. Obdobný princip funguje i u různých půdních druhů. Písčité půdy jsou záhřevnější (při povrchu se rychle zahřejí) než jílovité, což souvisí s těsností uspořádání částic a možností vedení tepla (čím těsnější uspořádání, tím více tepla je odvedeno do hlubších vrstev).

Teplotní vodivost tedy ovlivňuje distribuci tepla a rozložení teplot v půdním profilu a to v prostoru (do hloubky) i v čase (kolísání teplot mezi dnem a nocí, či létem a zimou) (obr. 3.23). Obecným jevem je zmírňování výkyvů teplot směrem do hloubky půdního profilu a jejich zpoždění v čase. V našich podmínkách pronikají denní výkyvy asi do 5 m a roční pak do hloubek okolo 20 m. Opoždění maximálních teplot v hloubce 80 cm činí zhruba 25 dní a v hloubce 160 cm je to již 35 dní. Zpoždění minimálních teplot je ještě o něco větší.



Obr. 3.23: Kolísání teplot půdy v různých hloubkách v průběhu roku.

Změny teploty půdy výrazně ovlivňují život v ní. Rostliny jsou obecně citlivější ke změnám teploty půdy než vzduchu. Teplota řídí jejich růst, příjem živin, respiraci i tvorbu kořenových exsudátů. Například teplotní optimum pro fotosyntézu je v našich podmínkách v rozmezí teplot 20–30°C, pro respiraci pak okolo 40°C. Půdní živočichové mají své životní optimum v teplotách nižších, pouze okolo 15–20°C. Teplota ovlivňuje biologickou aktivitu rovněž nepřímo. Ovlivňuje rozpustnost látek, rychlost zvětrávání, difúzi atd.

S teplotou půdy souvisejí i účinky mrazu, tedy promrzání půdy a tání vody v půdě. K mrznutí vody v půdě dochází při teplotách nižších než 0°C. Je to způsobeno jednak zvýšeným obsahem rozpustných solí v půdní vodě a jednak jejím poutáním v půdě. V jílovitých půdách, kde je voda pevněji poutána, mrzne při nižších teplotách než v půdě písčité. Písčité půdy tak promrzají rychleji a do větších hloubek. V našich klimatických podmínkách promrzají půdy maximálně do 1 m, nejčastěji ale jen do 0,5 m. Rozmrzávání půdy probíhá od povrchu do hloubky. Často tedy nastává situace, kdy jsou hlubší vrstvy půdy promrzlé a tím méně propustné. Nemohou tak infiltrovat vodu z tajícího sněhu a ta odtéká po povrchu, způsobuje erozi a případně i záplavy.

Na základě vlivu klimatu na teplotní podmínky v půdách byly vymezeny takzvané termické režimy půd. Soustavně mrazový režim je charakterizován zápornou teplotou půdy se souvislým permafrostem v podloží. Dlouhodobě mrazový režim je podmíněn teplotami do 0°C po více než 5 měsíců v roce. Pro naše podmínky je charakteristický sezónně promrzající režim s dlouhým obdobím kladných teplot a obdobím, kdy půda promrzá, trvajícím 1–5 měsíců. Teplý režim je takový, kdy je půda bez záporných teplot či se tyto teploty vyskytují pouze několik dní. Pokud půdní teploty neklesnou po celý rok pod 10°C, jedná se o režim výhřevný.

3.8. ŽIVÁ SLOŽKA PŮDY

3.8.1 PŮDA JAKO PROSTŘEDÍ

Život v půdě je nejvíce ovlivňován vlhkostí, provzdušněním, nedostatkem světla, teplotou a dostupností živin. Rozmístění organismů v půdě není rovnoměrné. Je řízeno především rozmístěním půdní organické hmoty (zdroje živin, uhlíku a energie) a vlastními možnostmi pohybu v půdním prostředí. Každá z dříve zmíněných složek půdy ovlivňuje či omezuje život v půdě. Anorganické součásti a produkty jejich zvětvávání jsou zdrojem minerálních látek (Ca, P, K) pro organismy. Velikost minerálních částic určuje prostorové uspořádání půdy. Jemnozrnné půdy jsou méně provzdušněné, pevněji vážou vodu a živiny a vytvářejí stabilnější prostředí pro organismy. Naopak písčité půdy rychle vysychají, jsou chudší na živiny a životní prostředí především mikroorganismů je v nich proměnlivé. Anorganická i organická složka půdy se spolu s organismy podílejí na tvorbě stabilních agregátů a tak rovněž ovlivňují prostor pro život v půdě. Prvotní mikroagregáty vznikají především vazbami organických i anorganických koloidů. V pozdějších fázích při vzniku větších agregátů již dominuje vliv živé složky. Mikroorganismy i větší půdní živočichové či kořeny rostlin produkují látky, které „slepují“ půdní částice a dříve vytvořené mikroagregáty. Organismy (houbová vlákna) zároveň vytvářejí po svém odumření v agregátech mikropóry důležité pro retenci vody.

Voda je, jak bylo zmíněno v úvodu, základním limitujícím faktorem života v půdě. Je rozpouštědlem živin a transportním médiem. Má vysokou tepelnou kapacitu, tedy zmírňuje výkyvy teplot. Pro mikroorganismy je dokonce vlastním životním prostředím. Množství vody v půdě určuje „naředěnost“ půdního roztoku, tedy jeho pH, koncentraci živin i difúzi plynů. Půdní organismy musí být adaptovány na jisté výkyvy vlhkosti půdy, na dočasné vysušení, či nasycení. Jednotlivé skupiny organismů mají různé mechanismy, jak taková období překonat. Rostliny mohou regulovat příjem vody architekturou a růstem kořenového systému, případně symbiózou s mykorhizními houbami. Živočichové se chrání před nepříznivými vlhkostními podmínkami přesunem do vhodnějšího prostředí či tvorbou klidových stádií. Odolnější jsou organismy s pevnými chitinózními schránkami. Mikroorganismy mohou žít i uvnitř mikropórů, či v mikroskopickém vodním filmu na povrchu půdních částic. Musí aktivně vyrovnávat výkyvy koncentrace půdního roztoku a vodního potenciálu, aby nedošlo k jejich

plasmolýze (smrštění), či plasmoptýze (zvětšení a popraskání). Bakterie jsou citlivější k vyschnutí než aktinobakterie a mikromycety, které díky tvaru svých těl mohou „přemostit“ prostory bez vody (viz kapitola 3.8.2.1). V sušších podmínkách dominují aktinobakterie, při zvyšující se vlhkosti houby a aerobní bakterie (optimum asi při 50-70 % maximální vodní kapacity), nad 80 % maximální vodní kapacity nastupuje rozvoj anaerobních bakterií.

Dalším limitujícím faktorem života v půdě je vzduch. Dostává se do půdy póry většími než 0,3 mm. Pro život půdních organismů je důležitý hlavně kyslík. Anoxie (prostředí bez kyslíku) může nastat převlhčením, tedy absencí všech plynů v půdě, ale i vysokou spotřebou kyslíku živými organismy a jeho nedostatečnou difúzí do půdního prostředí. Aerobní, či fakultativně aerobní organismy snesou jen relativně krátké období anoxie a v dlouhotrvajících anoxických podmínkách jsou nahrazeny anaerobními mikroorganismy a prvoky, které jsou na život bez kyslíku adaptovány. Uvnitř agregátů jsou takové podmínky běžné.

Vztah teploty půdy a aktivity organismů jsme částečně zmiňovali v kapitole 3.7. Biologická aktivita začíná při určité minimální teplotě a s jejím vzestupem rychle narůstá až k vrcholu při teplotě optimální. Další zvyšování teploty pak vede k jejímu opětovnému poklesu (nad 40°C dochází k fyziologickému poškození buněk). Většina půdních organismů patří do skupiny mezofilních s optimem fungování okolo 25°C.

Rostliny i edafon svým metabolismem ovlivňují také pH půdy. Uvolňují CO₂, z kterého po reakci s vodou vzniká kyselina uhličitá. Oxidace amonných iontů na nitráty ($2\text{NH}_4^+ + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{NO}_3^- + \text{H}_2\text{O} + 4\text{H}^+$) rovněž generuje kyselé vodíkové ionty. Naopak hydrolýza močoviny dočasně zvyšuje pH uvolněním těkavého amoniaku. Rostliny přijímají živiny a příjem kationtů či aniontů kompenzují vylučováním H⁺ nebo OH⁻ iontů. Rovněž produkují a exsudují organické kyseliny. Organismy mohou pH ovlivňovat i cíleně za účelem zvýšení dostupnosti živin, či zabránění vstupu kontaminantů. Produkce kyseliny jablečné a citrónové zvyšuje dostupnost fosforu. Exsudáty zase mohou navázat rizikové kovy (např. Al) a tím eliminují jejich toxický efekt. Žížaly citlivé na nízké pH a někteří bezobratlí dokážou vylučovat vápník a tím zvyšovat pH ve svém okolí. Některé organismy lze chápat jako indikátory půdní reakce, například právě žížaly jsou hojnější v neutrálních až mírně alkalických půdách a v půdách kyselých jejich roli přejímají rouspice.

Oxidačně-redukční potenciál je půdní charakteristikou, která se životem v půdě rovněž souvisí. Všechny organismy získávají energii oxidací. Dochází k transformaci především cukrů na CO₂ za uvolnění energie, ale i vodíku a elektronů, které se musí dále vázat. Při aerobní respiraci je akceptorem kyslík, který se redukuje na vodu. Při anaerobní respiraci mohou být akceptorem látky s nižším oxidačním stupněm ($\text{Fe}^{3+} > \text{NO}_3^- > \text{Mn}^{4+} > \text{SO}_4^{2-} > \text{CO}_3^{2-}$). Platí, že přítomnost akceptoru s vyšším oxidačním stupněm inhibuje využívání látek s nižším oxidačním stupněm. Redox potenciál tak ukazuje, které akceptory v dané půdě převažují. Okolo 800 mV je to aerobní respirace, okolo 400 mV dominuje redukce nitrátů a při hodnotách okolo -200 mV převládá redukce síranů, oxidu uhličitého, respektive uhličitánů (vzniká sirovoďík a methan). Pod hodnotu 0 mV se rozvíjejí i kvasné (fermentační) organismy produkující alkoholy a kyseliny, které mohou působit toxicky na ostatní organismy i kořeny.

3.8.2 PŮDNÍ ORGANISMY

Živé organismy v půdě jsou jednak kořenové systémy vyšších rostlin a dále řasy, houby, bakterie, archea a živočichové žijící celými těly v půdě. Kořeny rostlin hrají v půdě velice důležitou roli. Jak bylo zmíněno v kapitole 2.3, ovlivňují půdu mechanicky i chemicky. Jsou rozmístěny v půdním profilu, čímž jsou půdním organismům přístupnější než opad na povrchu půdy. Na druhou stranu obsahují relativně vysoké množství těžko rozložitelného ligninu. Kořeny ovlivňují své bezprostřední okolí tím, že odčerpávají minerální živiny a současně do prostředí vylučují řadu organických i anorganických látek. Vylučují i růstově aktivní látky, kterými stimulují nebo inhibují mikrobiální růst. Rovněž poskytují vlastní

prostor pro život řady edafických bakterií a hub. V bezprostředním okolí kořenů – v rhizosféře, obvykle žije o jeden až dva řády více mikroorganismů než v okolní půdě.

Edafon, soubor organismů žijících celými těly v půdě, lze rozdělit podle řady kritérií. První možností je taxonomické rozdělení do jednotlivých říší, kmenů, oddělení, tříd atd. Podle velikosti jednotlivých organismů jej můžeme rozdělit na **mikroedafon** (méně než 0,2 mm), **mezoedafon** (0,2 mm – 2 mm), **makroedafon** (2 mm – 2 cm) a **megaedafon** (nad 2 cm). Podle životních strategií lze edafon rozdělit na autotrofní a heterotrofní a ten dále na podskupiny: saprofyti (rozklad odumřelé hmoty), paraziti (výživa na úkor hostitele), symbionti (vzájemný prospěch s hostitelem (*Rhizobium*)), predátoři a herbivoři (býložravci). Průměrné počty jedinců jednotlivých skupin a jejich hmotnost v definovaném prostoru uvádí tabulka 3.6. Vybrané zástupce znázorňuje obrázek 3.24.

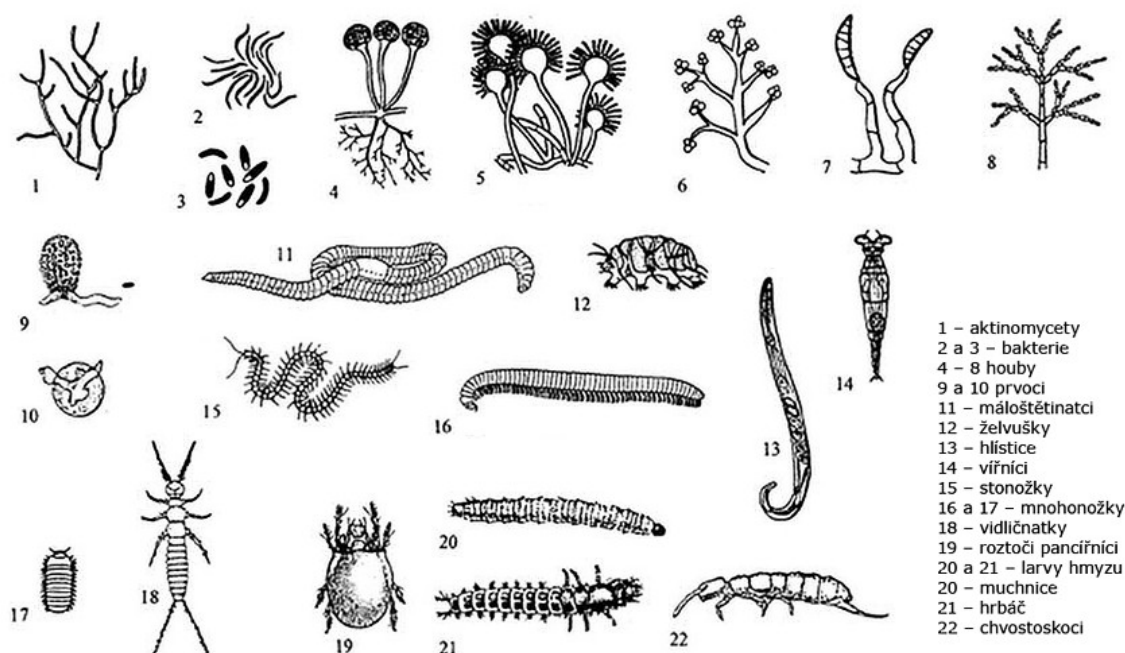
Tab. 3.6: Průměrné počty jedinců a jejich hmotnost na 1 m² půdy do hloubky 30 cm (Šarapatka, 2014)

Skupina	Počet jedinců	Hmotnost v g
Mikroflóra		
Bakterie	$1 \cdot 10^{12}$	50
Aktinomycety	$1 \cdot 10^{10}$	50
Houby	$1 \cdot 10^9$	100
Řasy	$1 \cdot 10^6$	1
Mikrofauna		
Bičíkovci	$5 \cdot 10^{11}$	
Měňavky	$1 \cdot 10^{11}$	10
Nálevníci	$1 \cdot 10^6$	
Mezofauna		
Vířníci	$25 \cdot 10^3$	0,01
Hlístice	$1 \cdot 10^6$	1
Roztoči	$1 \cdot 10^5$	1
Chvostoskoci	$5 \cdot 10^4$	0,6
Makrofauna		
Roupice	$1 \cdot 10^4$	2
Plži	50	1
Pavoukovci	50	0,2
Stejnonožci	50	0,5
Mnohonožky	150	4
Stonožky	50	0,4
Další stonožkovci	100	0,05

Brouci	100	1,5
Dvoukřídli	100	1
Další hmyz	150	1
Megafauna		
Žížaly	80	40
Obratlovci	0,001	0,1

Edafon ovlivňuje celou řadu půdních vlastností. Přeměňuje „čerstvou“ organickou hmotu na humus a zajišťuje i přeměnu cizorodých látek, tedy například degradaci pesticidů, ropných derivátů aj., to vše prostřednictvím rozkladných, oxidačních, redukčních, ale i syntetických pochodů. Rovněž zajišťuje transformace energie. Ovlivňuje chemismus půdy tvorbou reaktivních látek. Ty mohou jednak podmiňovat půdní reakci (produkce nízkomolekulárních kyselin), katalyzovat chemické reakce (enzymy) nebo vytvářet sorpční místa. Vliv na fyzikální vlastnosti půdy je také obrovský. Metabolické produkty edafonu ovlivňují vznik půdní struktury. Půdní struktura pak ovlivňuje vodní režim i transport a koloběh látek. Ty může edafon ovlivnit i přímo vlastní činností a pohybem v půdě.

Jednotlivé skupiny edafických organismů se podílejí na pochodech v půdě různou měrou. Mega- a makroedafon zajišťují transport a rozmělnění organického materiálu pochopitelně včetně jeho chemických transformací trávením a zároveň mechanicky ovlivňují půdní prostředí tvorbou chodeb různých velikostí a vynášením materiálu z hlubších vrstev a zapravováním povrchového materiálu do hloubek. Mezoedafon může pokračovat v rozmělnění materiálu a zvětšování jeho specifického povrchu, čímž zprostředkovává jeho vyšší dostupnost pro mikroorganismy. Mikroedafon pak zajišťuje především rozklad (transformaci) organického materiálu ať již čerstvého nebo prošlého transformačními pochody. Všechny tyto procesy jsou ovlivněny vnějšími vlivy, jako je teplota, pH, půdní vlhkost, případně zamokření spojené s nedostatkem kyslíku.



Obr. 3.24: Vybraní zástupci jednotlivých skupin edafonu.

3.8.2.1. MIKROEDAFON

Viry

Viry se vyskytují v každém prostředí, ve kterém se nacházejí jejich případní hostitelé. I v půdě lze tedy nalézt různé typy virů, například řadu bakteriofágů. Jejich izolace a identifikace je však obtížná, a proto je tato skupina organismů dosud málo prozkoumána.

Bakterie

Společenstva bakterií patřících taxonomicky mezi prokaryota (tělo mají tvořeno prokaryotickou buňkou), jejich druhové složení i početnost jednotlivých skupin, jsou indikátory fyzikálních i chemických charakteristik půd. Existují tisíce druhů půdních bakterií, které mohou být autotrofní i heterotrofní, aerobní i anaerobní a z hlediska barvitelnosti buněk dle Gramovy reakce grampozitivní i gramnegativní. V půdách se nejvíce vyskytuje následujících 6 skupin půdních bakterií: *Proteobacteria*, *Acidobacteria*, *Actinobacteria*, *Verrucomicrobia*, *Firmicutes* a *Planctomycetes*. Většina půdních bakterií je heterotrofní a energii a uhlík získává rozkladem organické hmoty. Bakterie (spolu s dále zmíněnými houbami) patří mezi nejvýznamnější rozkladače. Rozkládají hlavně snadněji dostupné látky a celulózu. Aktinobakterie jsou charakteristické tím, že se jejich buňky mohou větvit a tvořit jednobuněčná mycelia a podílet se na rozkladu komplexních látek, jako jsou např. látky fenolické a chitin, čímž se podobají houbám. Z tohoto důvodu bývaly popisovány jako samostatná skupina Aktinomycety. Významnou skupinu tvoří i chemolitotrofní bakterie. Patří mezi ně nitrifikační bakterie získávající energii aerobní oxidací amonných solí na dusitany, či dusitanů na dusičnany. Mezi nejznámější rody patří *Nitrosomonas* a *Nitrobacter*. Dalším příslušníkem této skupiny jsou bakterie oxidující sloučeniny síry, například *Thiobacillus*. Rovněž pro půdu důležitou skupinou jsou bakterie poutající vzdušný dusík – nejznámější hlízkové bakterie (*Rhizobium*). Pomocí symbiotické fixace se do půdy celosvětově dostává více dusíku než dusíkatých hnojiv a atmosférické depozice dohromady.

Hlavní význam bakterií v půdě je tedy dekompozice organického materiálu a fixace vzdušného dusíku. Velký význam ale mají bakterie i při tvorbě půdní struktury. Polysacharidové obaly jejich buněčných stěn totiž stmelují půdní částice. V neposlední řadě jsou také důležitým zdrojem potravy pro větší skupiny edafonu.

Pro vlastní identifikaci bakterií a bakteriálních společenstev slouží mikroskopické techniky, molekulárně genetické techniky, kultivační techniky na různých médiích, měření mikrobiální aktivity (různé míry respirace, přírůstek mycelia, enzymatická aktivita), či hodnocení množství jejich biomasy.

Archea

Archea stejně jako bakterie patří mezi prokaryota. Dříve byly označovány jako archeobakterie. Od bakterií je však odlišuje rozdílná stavba cytoplazmatické membrány a buněčné stěny. Jedná se často o extrémofilní druhy adaptované na velmi specifická prostředí (horké prameny, extrémní pH). Ale vyskytují se i ve všech běžných půdách. Jejich doménou je metanogeneze, tedy redukce CO₂ nebo kyseliny octové za vzniku metanu, v anaerobním prostředí například mokřadů. Jejich metabolická diverzita je velká a funkce velice podobná funkci bakterií.

Houby

Houby jsou eukaryotní organismy (jejich těla jsou tvořena eukaryotickými buňkami) typické složitější stavbou stélky. Ta je tvořena mnohobuněčnými mikroskopickými vlákny (hyfami), jejichž soubor se nazývá mycelium. V půdách bylo identifikováno přes 690 druhů hub. Jejich největší zastoupení a aktivita jsou soustředěny ve svrchních zhruba 10 cm půdy. Houby rovněž patří mezi půdní rozkladače. Jejich role je dominantní především v lesních půdách s nižším pH. Jsou schopny rozkládat jak snadněji rozložitelné látky, tak celulózu a lignin. V rozkladu komplexních organických látek hrají dominantní roli.

Při popisu hub v půdách je třeba zmínit i takzvané mykorhizní houby, tedy houby žijící v symbióze s rostlinami. Tyto houby jsou napojeny na kořenový systém rostlin a využívají jím proudící asimiláty. Zároveň zvětšují efektivní povrch kořenů (až 10 krát) a umožňují tak rostlině lepší využití půdního roztoku pro vlastní výživu. Mykorhizní houby nepatří mezi mikroorganismy dobře tolerující sucho, ale jejich tolerance je násobně větší než u vyšších rostlin, z čehož vyplývá výhodnost mykorhizy pro rostliny. Rovněž dovedou rostlině zpřístupnit fosfor nebo i další živiny tím, že do prostředí vylučují celou škálu extracelulárních enzymů, a chránit ji proti patogenům. Rozlišujeme takzvanou ektomykorhizu a endomykorhizu.

Při ektomykorhize houby infikují mladé kořenové špičky. Stimulují větvení kořenů, kolem nichž vytvářejí takzvaný houbový plášť. Ten inhibuje tvorbu kořenového vlášení a přebírá jeho funkci. Hyfy hub pronikají do mezibuněčných prostor kořene, ale nikoli do buněk. Síť hyf uvnitř kořenů se podle jejího objevitele nazývá Hartigova síť. Ektomykorhiza je jednoletý systém, který se obnovuje každý rok. Je častá v lesních společenstvech, je druhově specifická a podílí se na ní stovky druhů hub.

Charakteristickým rysem endomykorhizy je naopak prorůstání přímo do buněk kořenů. Kořenové vlášení pak zůstává zachováno. Nejrozšířenějším typem endomykorhizy je takzvaná arbuskulární mykorhiza. Uvnitř buněk tvoří hyfy hub klubička (arbuskuly), čímž se zvyšuje styčná plocha mezi symbionty. Tento typ je rozšířen u trav a bylin. Velký význam hraje i u hospodářsky významných druhů rostlin (jeteloviny, vinná réva, hrách,...). U některých bobovitých rostlin může docházet i k vícečetné symbióze (houby + nitrifikační bakterie). Existují i další specifitější typy mykorhiz, ale jsou méně časté.

Sinice a řasy

Sinice a řasy jsou autotrofní organismy a vyskytují se ve svrchnějších „prosvětlených“ vrstvách dostatečně vlhkých půd. Zatímco sinice osidlují častěji alkalické půdy, zelené řasy preferují nižší pH půd. Sinice tolerují i extrémnější stanoviště, kde je pak jejich výskyt častější než výskyt řas. Řasy i sinice ovlivňují půdní podmínky produkcí kyslíku. Produkci extracelulárních polysacharidů se podílí na tvorbě půdní struktury a hrají významnou roli v prvotních stádiích vývoje půd.

Prvoci

Prvoci žijí opět spíše v povrchové vrstvě půdy s dostatečnou vlhkostí. V půdě jsou zastoupeni zejména bičíkovci, kořenonožci a nálevníci. Živí se bakteriemi či půdní mikroflórou a do půdy dodávají organickou hmotu svých těl. Jsou hlavními predátory mikroedafonu.

3.8.2.2. MEZOEDAFON

Hlístice

Hlístice se nacházejí téměř ve všech půdách. Řada druhů tohoto kmene jsou paraziti (roupi, škravky, svalovci, háďátka). Půdní druhy se živí rozkládající se organickou hmotou, řasami či prvoky, ale mnoho zástupců patří i mezi parazity. Příkladem je háďátko řepné, které může významně snižovat výnosy cukrové řepy.

Roztoči

V půdním prostředí jsou hojně zastoupeni pancířníci. Jsou důležitou součástí detritového potravního řetězce a podílí se tak na koloběhu živin v půdě. Patří spolu s chvostoskoky mezi nejhojnější zástupce ve všech půdách. Hojněji jsou však zastoupeni v půdách lesních.

Chvostoskoci

Chvostoskoci rovněž tvoří součást detritového potravního řetězce. Někteří zástupci jsou potravně specializovaní na určité druhy hub, řas či prvoků. Obecně se jedná o druhy citlivé ke změnám prostředí, čehož je využíváno při testech ekotoxicity.

3.8.2.3. MAKROEDAFON

Pavoukovci

Do této skupiny patří řada druhů většinou dravých a masožravých pavouků, ale i někteří živíci se rozkládající se organickou hmotou. Půdní prostředí využívají jako prostor ke svému životu a lovu. V půdě vytvářejí chodbičky, čímž půdu přemísťují a provzdušňují. Rovněž jsou zapojeni do potravních řetězců v půdě a tím do toků látek.

Stejnonožci

Stejnonožci patří do skupiny živíci se odumřelou organickou hmotou rostlinného původu (opadem, mrtvými kořeny). Opět se zapojují do procesu rozkladu organické hmoty a transportu materiálu v půdním profilu.

Mnohonožky a stonožky

Mnohonožky rovněž patří do skupiny živíci se především opadem, zatímco stonožky patří mezi dravé masožravce. Obě skupiny preferují vlhčí lesní půdy, kde se pohybují v nadložních organických horizontech.

Hmyz

Hmyz je velice širokou skupinou živočichů. Většina z nich tráví v půdě jen část svého vývojového cyklu. Takovou skupinu živočichů souhrnně označujeme jako protoedafon a typickými zástupci jsou například brouci, jejichž larvy v půdě žijí, zatímco dospělci nikoli (chroust). Dalšími skupinami hmyzu vyskytujícími se v různých podobách v půdě jsou škvoři, švábi, všekazi (termity), kobylky (mezi něž patří cvrčci a krtonožky, tedy typicky půdní hmyz), blanokřídlí (vosy, mravenci), nebo dvoukřídlý hmyz (muchnice, tiplice), jehož larvy stejně jako u brouků žijí v půdě. Všechny tyto skupiny se podílejí na transformaci organické hmoty v půdě, na provzdušňování a transportu látek. Významná je skupina mrchožroutovitých brouků (např. hrobařici), která je schopna v relativně krátké době rozložit či zapravit do půdy i větší těla obratlovců, čímž plní určitou sanitární funkci v ekosystému.

3.8.2.4. MEGAEDAFON

Žížaly

Žížaly mají v edafonu specifické postavení. Jejich působení při zvyšování kvality (úrodnosti) půdy je známo již z 19. století z prací Charlese Darwina. Hlavní význam této skupiny je nejen v provzdušňování a mísení půdy, ale především v rozmělnění rostlinného organického materiálu za přítomnosti minerálních složek a tvorba takzvaných **koprolitů**. To jsou organominerální výměšky žížal, které se svým složením poměrně značně liší od okolní půdy (tab. 3.7). Zároveň významně ovlivňují fyzikální vlastnosti půd, neboť se jedná o velice stabilní agregáty zlepšující půdní strukturu.

Existuje řada druhů žížal. Některé druhy preferují povrchové vrstvy půdy, jiné vrstvy hlubší nebo migrují napříč půdním profilem. Obecně však lze říci, že je jejich život podmíněn dostatečnou vlhkostí (15–30 %), teplotou půdy (teploty nad 30°C jsou již letální) a dostatkem organické hmoty. Žížaly jsou hojněji zastoupeny v půdách pod travními porosty, oproti orným půdám, kde agrotechnické zásahy populace žížal značně limitují.

Tab. 3.7: Porovnání půdních charakteristik koprolitů a okolní zeminy (Russel, 1973).

Složka	Jednotka	Zemina	Koprolity
výměnný Ca	mg.kg ⁻¹	1990	2 790
výměnný Mg	mg.kg ⁻¹	162	492

výměnný K	mg.kg ⁻¹	32	358
přístupný P	mg.kg ⁻¹	9	67
celkový N	%	0,246	0,358
N-NO ₃ ⁻	mg.kg ⁻¹	4,7	21,9
celkový C	%	3,35	5,17
pH _{H2O}		6,4	7,0

Měkkýši

Pro utváření půdy má největší význam podskupina plžů. Jedná se o převážně býložravou skupinu preferující půdy s vyšším obsahem vápníku, jako zdroje pro tvorbu ulit. Některé druhy jsou přímo edafické, tedy trvale žijící v půdě, jiné lze zařadit do skupiny pseudoedafonu. Tato skupina zahrnuje i organismy využívající půdu jen v případě nepřízně podmínek. Například slimáci půdu využívají v případě sucha.

Obratlovci

Do skupiny obratlovců patří největší půdní organismy. Jedná se o krtky, hraboše, hryzce, myši, křečky, sysly a jiné. Jejich hlavní rolí v půdě je její provzdušňování, transport, mísení a transformace organického materiálu. Jejich činnost je patrná v půdním profilu například při tvorbě takzvaných **krotovin** (nory v minerálních horizontech vyplněné materiálem z horizontů humusových a naopak), které jsou jednoznačným důkazem transportu materiálu těmito organismy.

4. KLASIFIKACE

4.1. SYSTÉMY

Pro klasifikaci půd, respektive půdních typů, existuje obdobný systém jako například pro rostliny či živočichy. Má hierarchickou strukturu a půdy rozlišuje podle jistých diagnostických znaků. Problémem klasifikace půd je ale nejednotnost. Existuje celá řada národních klasifikačních systémů, kam patří i systém český. Pod záštitou Organizace pro výživu a zemědělství OSN (FAO – Food and Agriculture Organization) byl vytvořen nadnárodní (referenční) klasifikační systém **WRB (World Reference Base for Soil Resources)**. V Evropě funguje jako sjednocující prvek, nicméně „americká“ část světa používá americký systém **Soil Taxonomy**, který má značně odlišnou nomenklaturu. Dalším problémem při klasifikaci půd jsou hranice mezi jednotlivými taxony. Zatímco v botanice či zoologii jsou jasně vymezeny a definovány morfologicky nebo geneticky, u půd tomu tak není. Jednotlivé taxony v prostoru přecházejí pozvolna jeden v druhý podle toho, jak se mění podmínky pedogeneze. Systémy pak tedy musí být o něco „plastičtější“ a jednotlivé taxony musí být definovány volněji. Důsledkem toho mívají půdní klasifikační systémy relativně menší množství základních taxonů, uvnitř nichž je prostor pro větší variabilitu.

Rozlišujeme několik základních přístupů k diagnostice půdních typů. Geografický zohledňuje především zonalitu (bioklimatologickou podmíněnost), respektive azonalitu půd. Genetický se zabývá především utvářením půdy, podmínkami nutnými pro vznik konkrétních znaků určujících půdní typy. Morfologický hodnotí a posuzuje konkrétní viditelné či hmatatelné rysy půd bez pátrání po jejich původu. Analytický pak hodnotí jasně analyzovatelné vlastnosti, jako je půdní reakce, nasycenost či nenasycenost sorpčního komplexu atd. Většina systémů zohledňuje všechny tyto přístupy. Starší systémy jsou obecně více geneticky zaměřené, zatímco novější, jako WRB, se více blíží morfologickému přístupu.

Český klasifikační systém prošel v tomto ohledu vývojem rovněž směrem od genetického (Geneticko agronomická klasifikace, 60. léta 20. stol.) k morfogenetickým systémům. Nejprve se jednalo o tzv. Morfogenetický klasifikační systém půd z roku 1987 a posléze o současný **Taxonomický klasifikační systém půd ČR** (Prof. RNDr. Jan Němeček, DrSc., a kol., 2001, resp. 2011). Současně platný systém se svojí nomenklaturou na úrovni nejvyšších taxonů sjednotil s WRB.

Taxonomické systémy jsou založeny na hodnocení určitých diagnostických znaků, identifikovatelných v konkrétní půdě, sondě či vrtu. Jedná se především o uspořádání jednotlivých vrstev (horizontů). Hodnotí se jejich mocnosti, ohraničení a tvary přechodů jednoho horizontu do druhého. V každém jednotlivém horizontu pak jeho barva, struktura, zrnitost, skeletovitost, vlhkost, konzistence, či přítomnost novotvarů. Rozlišuje se několik základních typů půdních horizontů. Horizonty souhrnně označované písmenem A jsou horizonty nejbližší povrchu půdy, jsou nejbohatší na organickou hmotu (organominerální), bývají nejtmaší a jsou nejintenzivněji prokořeněné. Tyto horizonty u málo strukturovaných půd nasedají přímo na půdotvorný substrát (C), což je vlastně intenzivně zvětralá hornina. Hornina pevná, z níž půda vzniká (matečná hornina), je již označována písmenem R. Více diferencované půdy mají vyvinut i horizont B, který se barvou či zrnitostí liší od A a C. V půdách, u nichž dochází k transportním procesům, vznikají ochuzené (eluvialní) horizonty E a teprve pod nimi obohacené horizonty B. Některé horizonty charakteristické pro určité půdní typy mohou mít označení vymykající se této základní struktuře. Objevují se pak označení M, G, S, T aj. Jejich specifika jsou popsána v následujícím textu u příslušných půdních typů. Ještě je ale třeba zmínit dva typy horizontů nebo skupin horizontů. Kromě matečné horniny můžeme v profilu narazit i na horninu podložní (D). Tato hornina je překryta

jiným materiálem, například spraší, ze kterého půda vzniká. Podložní hornina tak vlastnosti půdy nijak neovlivňuje, není tedy horninou matečnou. Specifickou skupinu horizontů tvoří takzvané horizonty nadložního humusu. Mají více než 30 % organických látek a nacházejí se na povrchu lesních půd. Souhrnně bývají označovány písmenem O, ale častěji hovoříme o horizontu L (relativně čerstvý opad málo rozložený), horizontu F (fermentační horizont, částečně rozložené listí, jehličí, dřevo – drť) a o horizontu H (humifikační, organická hmota je již tak rozložená, že není poznat, z jakého materiálu vznikla – měl). Tyto horizonty samozřejmě nelze nalézt u půd zemědělských a nebývají v systémech chápány jako diagnostické.

4.2. TAXONOMICKÝ KLASIFIKAČNÍ SYSTÉM PŮD ČR (TKSP)

TKSP má následující hierarchii. Nejvýše jsou postaveny **referenční třídy půd**, které vzhledem ke zmíněné snaze sjednotit nomenklaturu s WRB mají koncovku (-sol). Sdružují skupiny půd podle hlavních rysů jejich vývoje. Další úrovní systému jsou **půdní typy**, které si ve většině případů ponechaly české názvy s koncovkou (-zem). Jedná se o hlavní půdní jednotky dané výskytem a sledem diagnostických horizontů. Půdní typy se mohou vyskytovat v řadě **subtypů**, které představují jejich výrazné modifikace. Dále systém popisuje ještě detailnější dělení na takzvané variety, subvariety, fáze a formy. Přehled jednotlivých referenčních skupin a půdních typů včetně jejich základních rysů je uveden dále.

4.2.1. LEPTOSOLY

Referenční třída leptosolů je definována jako půdy vytvářející se z rozpadů pevných či zpevněných hornin. Jsou charakteristické výraznou skeletovitostí již ve svrchních horizontech a celkovou mělkostí profilu. Mají většinou velice jednoduchý sled horizontů. Některý z typů horizontu A (nejčastěji iniciální, humózní, drnový, melanický, či umbrický) nasedá přímo na půdotvorný substrát C nebo matečnou horninu R. Do této skupiny patří čtyři půdní typy. **Litozem** je charakteristická přítomností iniciálního horizontu Ai, který nedosahuje větší mocnosti než 5 cm. U těchto půd nezáleží na chemickém složení matečné horniny. Jejich vymezení je dáno pouze mocností horizontu A, která odpovídá vzniku na exponovaných stanovištích. Další tři půdní typy se již vyznačují hlubšími horizonty A a mohou mít v některých subtypech i náznaky horizontů B. Jejich odlišnosti jsou dány horninami, na kterých vznikají. **Ranker** vzniká rozpadem silikátových hornin (žul, rul, čedičů aj.). Charakteristické jsou pro něj horizonty Ah humózní (méně kvalitní humus), Au umbrický (mocný s horší kvalitou humusu) či Ad drnový (pod přirozenými travními společenstvy). **Rendzina** je typická v oblastech karbonátových hornin. Horizont A bývá často melanický (Am, kvalitní humus). **Pararendzina** pak vzniká rozpadem karbonátosilikátových zpevněných hornin, tedy například opuk v oblastech křídových pánví. Horizonty A mohou být i humózní i melanické.

4.2.2. REGOSOLY

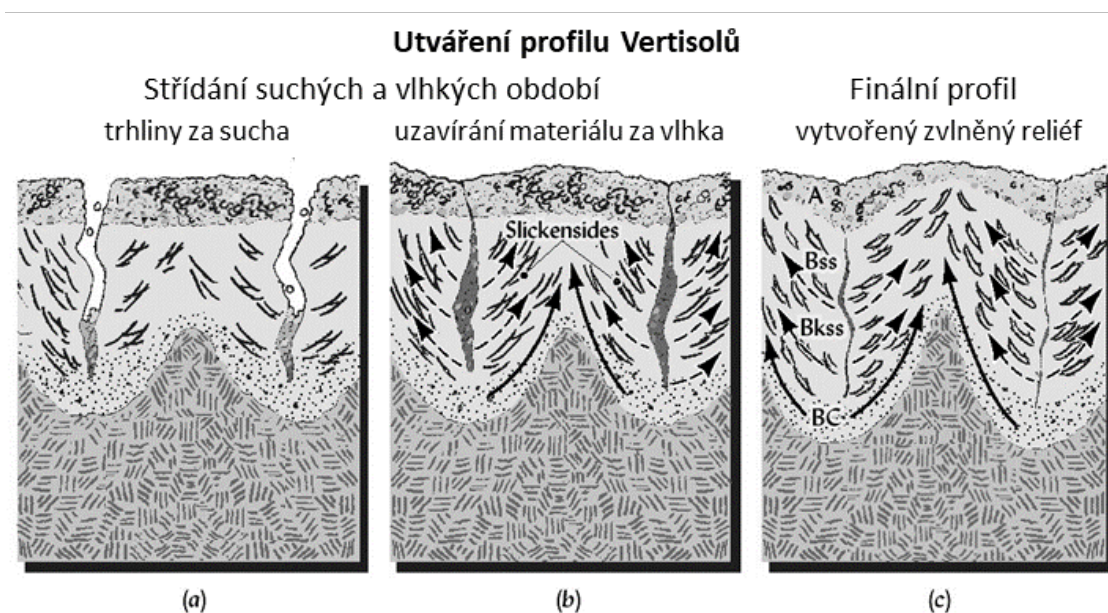
Regosoly se od leptosolů liší vznikem z nezpevněných sedimentů, zejména písků a štěrkopísků (ty bývají v jiných klasifikačních systémech odlišeny jako *Arenosoly*), ale i jiných substrátů jako jsou například spraše. Nejsou tedy skeletovité, ale ostatními vlastnostmi se leptosolům podobají. Nejsou obecně definovány chemismem, či probíhajícím procesem, ale svojí nevyvinutostí, mělkostí horizontu A a přímým uložením tohoto horizontu na půdotvorný substrát. Přirozeně jejich vznik podmiňuje rychlá mineralizace organické hmoty bránící její dlouhodobé akumulaci v profilu. Často ale vznikají druhotně intenzivní erozí zejména černozemí, tedy důsledkem nevhodného hospodaření a zásahů člověka. Jediným půdním typem patřícím do této referenční třídy je **regozem**.

4.2.3. FLUVISOLY

Do této referenční třídy jsou zařazeny půdní typy s velice různorodým chemismem. Jejich základním společným rysem je dlouhodobé periodické usazování sedimentů ať již činností vodních toků (*od latinského fluvius - řeka*), či například svahových pochodů a eroze. Charakteristickým rysem těchto půd je poměrně vysoký obsah organické hmoty v celém profilu, což je dáno postupnou akumulací materiálu. Dalším více či méně patrným rysem je vrstevnatost půdního profilu, tedy střídání zrnitostně různorodých materiálů. Typický sled horizontů je A – M, kde písmenem M je označováno různě mocné souvrství sedimentovaného materiálu. Do této třídy patří dva půdní typy. **Fluvizem**, dříve nivní půda, je půdním typem vznikajícím na říčních usazeninách v nivách vodních toků. Jedná se o půdy poměrně úrodné, ale ohrožované záplavami. Dalším rizikem je kontaminace těchto půd. Rizikové látky se šíří půdním profilem i po povrchu ve směru proudění vody, tedy směrem k vodním tokům. V podobě vázané na sedimenty se mohou v těchto půdách akumulovat. Druhým půdním typem této skupiny je **koluvizem**. Jedná se o půdy vznikající hlavně v koluviích, tedy u úpatí svahů, kam je materiál z vyšších úrovní transportován v důsledku eroze. Tyto půdy mohou být i několik metrů hluboké a jejich vlastnosti jsou dány sedimentovaným materiálem.

4.2.4. VERTISOLY

Vertisoly jsou půdy definované složením svého minerálního podílu. Jeho velkou část tvoří bobtnavé (smektitické) jíly. Jedná se tedy o půdy těžké, jejichž hlavní diagnostické znaky souvisejí s objemovými změnami jílu v suchých a vlhkých obdobích. V suchých obdobích vznikají v těchto půdách hluboké trhliny. Těmi propadá do relativně značných hloubek organický materiál. Vzniká tak mocný tirsový humusový horizont (At). Uzavíráním trhlin a třením vznikají tzv. skluzné plochy, které jsou rovněž pro tyto půdy charakteristické. Bobtnání a vysychání zapříčiňuje vznik takzvaných klínových pedů (přechod horizontu A a C) a zvlněného (*gilgai*) reliéfu (obr. 4.1). Z chemického hlediska se jedná o půdy poměrně kvalitní, humózní s nasyceným sorpčním komplexem, ale jejich fyzikální vlastnosti jsou natolik nepříznivé, že jejich zemědělské využití je jen omezené. V České republice se vyskytují ostrůvkovitě v oblastech severočeských pánví. Jediným půdním typem této třídy je **smonice**.



Obr. 4.1: Pedogenetické procesy u vertisolů. (a) stav v suchém období, (b) období vyšších vlhkostí, (c) typický profil smonice – zvlněný (gilgai) reliéf, klínové pedy, skluzné plochy (slickensides). (upraveno z Brady a Weil 2008)

4.2.5. ČERNOSOLY

Jedná se o skupinu půdních typů vyvinutých na sypkých karbonátových substrátech (spraších) především v oblastech stepí, tedy suššího teplého klimatu. Jedná se o půdy z hlediska zemědělství velice kvalitní, úrodné, s optimálním chemickým složením minerálního i organického podílu a rovněž s příznivými fyzikálními vlastnostmi a stabilní půdní strukturou. Všechny tyto příznivé vlastnosti mají vliv nejen na úrodnost, ale i na edafická společenstva, která mají v takových půdách vysokou diverzitu i početnost. Hojně je zastoupen makroedafon, který v půdních profilech vytváří charakteristické novotvary – krotoviny. Jedná se o nory vyplněné materiálem přemístěným z jiného půdního horizontu, než ve kterém se krotovina nachází. V půdním profilu se tak vytvářejí tmavé skvrny ve světlém horizontu C, či naopak světlé v horizontu A. Nejpodstatnější proces, ke kterému v těchto půdách dochází, se nazývá **bioakumulace**. Jedná se o dlouhodobé ukládání organické hmoty v půdním profilu a to v podobě stabilizované procesem humifikace, tedy převážně ve formě huminových kyselin. Doba trvání tohoto procesu může dosahovat až několika tisíc let. I proto dosahují mocnosti humusových horizontů této skupiny půd často více než 60 cm. TKSP rozlišuje dva půdní typy patřící do skupiny černosolů. Jedná se o **černozem**, která splňuje všechny výše zmíněné charakteristiky. Mocnost jejího černického horizontu Ac (velice kvalitní humus, lepší než Am) dosahuje 40 – 60 cm, ale může být i mocnější. Druhým půdním typem je pak **černice**. Ta má horizont Ac mělký a je ovlivněna vodou. To se projevuje znaky hydromorfismu v profilu, jako jsou bročky v humusovém horizontu, vyšší obsah uhlíku v horizontu A, než je tomu u černozemí, či mramorování v horizontu C (Cg). Vyskytují se v depresních polohách černozemí a v oblastech s vyššími úhrny srážek. Podle WRB se řadí do skupiny *phaeozemí*, které v podstatě ohraničují oblast černozemí směrem k více oceánickému klimatu. WRB dále rozlišuje takzvané *kaštanozemě* (kastanozems), které naopak lemují oblasti černozemí směrem do aridních oblastí kontinentů. Mají světlejší barvu horizontu A, jsou úrodné, ale výnosy z nich jsou výrazně limitovány suchem v letních obdobích.

4.2.6. LUVISOLY

Tato skupina půd je typická pro oblasti mírného klimatu s dostatkem srážek pro růst listnatých či smíšených lesů. Navazuje tedy volně na oblast rozšíření černozemí a černic dále ve směru k oceánickému (vlhčímu) klimatu. Vznikají rovněž na sypkých substrátech, ale již bezkarbonátových, nebo alespoň odvápněných ve svrchních částech profilu. Tato referenční třída půd je charakteristická procesem **illimerizace**, který se podílí na vzniku specifické stratigrafie jejich profilu. Illimerizace je podmíněna dostatkem srážek a dostatečnou drenáží. Promyvný režim nejprve zajistí vyplavení karbonátů, ale i jiných forem vícemocných iontů do hlubších vrstev profilu. Tím dojde k mírnému okyselení a převaze jednomocných iontů ve svrchních horizontech. Toto prostředí umožňuje peptizaci koloidů (především jílových minerálů), tedy jejich přechod do mobilní podoby. Trvajícím promyvným režimem takto mobilizované jíly transportuje do hlubších partií profilů. Tam se koloidy „setkávají“ s vyšší koncentrací vícemocných iontů a dochází k jejich koagulaci, vysrážení do podoby pevných gelů na povrchu půdních částic. Vzniká tak novotvar označovaný jako povlaky jílových minerálů. Utvářejí se horizonty relativně ochuzené o jílové složky a horizonty naopak obohacené, s charakteristickou strukturou a povlaky jílových minerálů. Podle intenzity illimerizace a tedy podle výraznosti diferenciace půdního profilu jsou rozlišeny půdní typy **šedoze**m, **hnědoze**m a **luvi**ze)m, kdy největší diferenciace je u luvizemí. Úroveň diferenciace půdního profilu popisuje takzvaný koeficient texturní diferenciace. Ten porovnává obsah

jílové frakce v horizontu ochuzeném (E) a obohaceném (B). Pokud dosahuje hodnot větších než 1,3, tedy v horizontu B je zhruba o třetinu více jílu než v horizontu E, jedná se o hnědozem. Pokud je tento koeficient vyšší než 1,8, obsah jílu je již téměř dvojnásobný, jedná se o luvizem. **Šedozem** je půdní typ vznikající v oblastech přechodů černozemí k hnědozemím. Má ještě poměrně hluboký humózní horizont. Ochuzený horizont může, ale nemusí být v profilu patrný. Obohacený horizont s povlaky jílových minerálů ale vytvořen je. Povlaky v sobě často nesou i organickou hmotu a proto bývá horizont označován jako Bth (luvicový obohacený humusem). **Hnědozem** již má obvyklou stratigrafii luvisolů, tedy včetně horizontu E. Ten bývá ale pouze mírně zesvětlený (plavohnědý – Ev). Obohacený horizont se zde nazývá luvický (Bt). Stratigrafie **luvizemí** je již naprosto zřetelná. Ochuzený horizont El (luvicový) je výrazně zesvětlen. Horizont Bt může být natolik obohacen jílem, že z něho vznikne vrstva velice málo propustná pro vodu a může nad ní docházet k převlhčování. Tím se může vývoj luvizemí dále posouvat k půdám hydromorfním. WRB v této souvislosti vymezuje zvláštní skupinu půd, tzv. *retisoly*. Jedná se právě o půdy v horizontu B silně zajižené, s hydromorfními znaky v profilu a charakteristickými jazykovitými záteky horizontu E do horizontu B.

4.2.7. KAMBISOLY

Kambisoly jsou nejrozšířenější skupinou půd u nás. Vyskytují se zhruba na 50 % území České republiky. Chemicky se jedná o velice variabilní skupinu, značně ovlivněnou chemismem substrátu, na němž se vytváří (žuly, pískovce, bazalty, břidlice) a který výrazně ovlivňuje i fyzikální vlastnosti těchto půd. Společným znakem je přítomnost horizontu B vzniklého nikoli transportem, ale na místě intenzivním **vnitropůdním zvětráváním**. U prvního půdního typu, u **kambizemí**, se tento proces nazývá hnědnutí (braunifikace). V kambisolech mírného pásma převládá chemicko-mechanická přeměna slíd, hlavně biotitu na illit. Dochází tedy k rozrušování půdních částic za vzniku jílu. Tímto zvětráváním dochází i k uvolnění železa a tedy k typickému hnědnutí. Kambický horizont Bv je pak zrnitostně těžší a viditelně hnědší než půdotvorný substrát (C). Druhým půdním typem této skupiny jsou **pelozemě**. Jedná se o půdy extrémě těžké, vzniklé z málo zpevněných jílu, slínů, či jílovitě zvětrávajících břidlic. Proces vzniku pelického horizontu Bp se nazývá pedoplasma.

4.2.8. PODZOSOLY

Podzosoly jsou půdy vznikající na zpevněných i nezpevněných kyselých substrátech procesem **podzolizace**. Podmínkou procesu podzolizace je dostatečně promyvný režim umožňující vyplavování bází a tím okyselení půdního prostředí, což je nutné pro zrychlení zvětrávání alumosilikátů. Podzolizace je založena na dvou základních procesech. Jedná se o zmíněné zvětrávání následované transportem koloidní formy alumosilikátů a o tvorbu a transport komplexů (chelátů) hliníku a železa s organickou hmotou. Jejich podíl na transportních, srážecích a adsorpčních procesech není jasně vymezen. Dochází k uvolnění a transportu Al a Fe spolu s částí organické hmoty a tak ke vzniku ochuzeného horizontu Ep. Při zvýšení pH v profilu pak dochází k jejich vysrážení a vytvoření obohacených horizontů. V případě transportu spolu s organickou hmotou vzniká humusoseskvioidický horizont (Bhs), anebo v případě migrace bez organické hmoty pouze seskvioidický horizont (Bs). Do této referenční třídy patří dva půdní typy. **Kryptopodzoly** jsou půdním typem, který můžeme zjednodušeně chápat jako přechod kambizemí k podzolům. Nedostatek bazických iontů umožňuje nastartování procesu podzolizace, ovšem pouze v podobě uvolnění snáze mobilizovatelného železa. Amorfni FeO stmelí jílové částice do zaoblených mikroagregátů, které pak vytvářejí charakteristickou rezivou barvu a kyprou strukturu horizontu Bvs (podpovrchový spodický rezivý). Při dalším snížení obsahu bází a zároveň snížení pH začnou vznikat vlastní **podzoly** s charakteristickým sledem horizontů A – Ep – Bhs – Bs – C viz

výše. Existují dva typy podzolů. Jedná se o podzoly horské (zonální) charakteristické výskytem na kyselých horninách v horských oblastech s vysokými úhrny srážek, nižšími průměrnými teplotami a klimatickým optimem výskytu jehličnanů (smrky, jedle). Nízké teploty brzdí zvětvávání a tedy přirozené doplňování bazických iontů, které by podzolizaci bránily. Opad jehličnanů svým kyselým charakterem podzolizaci dále podporuje. Toto poslední tvrzení platí i pro druhou skupinu podzolů, a to podzolů arenických (azonálních) vyskytujících se na chudých písčích s porosty především borových lesů. Tyto podzoly jsou charakteristické jazykovitým přechodem horizontů a velice výraznou diferenciací profilu způsobenou dobrou drenáží písčitých substrátů. Může dojít až ke stmelení písčitých zrn vysráženými sloučeninami železa a hliníku v horizontu Bhs. Takto „zkamenělý“ horizont se pak nazývá ortštejnový (Bsd).

4.2.9. STAGNOSOLY

Jedná se o skupinu semihydromorfních půd, tedy půd periodicky ovlivňovaných vodou, v důsledku povrchového převlhčení. Tento proces se nazývá **oglejení**. Svrchní horizonty jsou převlhčeny nejvíce, převládá v nich anaerobní, tedy redukční prostředí. S hloubkou intenzita převlhčení klesá a začíná převažovat aerobní (oxidační prostředí). Oxidačně redukční podmínky ovlivňují mocnoství různých prvků. V případě hojně zastoupeného železa je změna mocnoství doprovázena i barevnou změnou. Dvojmocné redukované Fe^{2+} má barvu modrozelenou, zatímco oxidovaná podoba Fe^{3+} je oranžovohnědá. V půdním profilu jsou tyto formy zastoupeny vedle sebe a vytvářejí charakteristické mramorování. V redukčnějších podmínkách převládá modrošedá či zelenošedá barva nad rezivou, která je patrná podél systému půdních pórů, kam se dostává alespoň částečně vzduch. V podmínkách více aerobních již převládá barva rezivá. Do této třídy půd patří dva půdní typy. **Pseudoglej** je charakteristický výskytem výrazného mramorovaného horizontu. Často obsahuje i vybělený horizont En (nodulární) obsahující železitomanganaté bročky (noduly). To se týká především půd vzniklých převlhčením původních luvisolů. **Stagloglej** má rovněž charakteristický mramorovaný horizont, ale intenzita převlhčení je větší než u pseudogleje. Nadložní i organické horizonty jsou hydromorfní (Ot, At) a šedomodrá barva výrazně dominuje ve svrchních částech mramorovaného horizontu.

4.2.10. GLEJSOLY

I tato referenční třída je ovlivněna vodou a je tedy hydromorfní. V tomto případě je ale příčinou hydromorfních znaků voda podzemní, nikoli povrchová. Do této referenční třídy patří pouze jeden půdní typ zvaný **glej**. Pochody, ke kterým v takových půdách dochází, se souhrnně nazývají **glejový proces**. Mechanismus je obdobný jako u stagnosolů. Rovněž se vyskytují oxidační a redukční podmínky v půdním profilu, které vedou k charakteristickým barevným projevům oxidovaného či redukovaného železa. Nejvíce redukční podmínky jsou zde však v nejspodnějších partiích profilu pod hladinou podzemní vody. Tento výrazně šedý, šedomodrý, či šedozelený horizont bývá označován písmenem G. Intenzita redukce či oxidace v profilu může být doplněna v podobě indexů (Gr, Go, či Gro a Gor). Směrem k povrchu, kam hladina dosahuje již jen periodicky, vzrůstá intenzita oxidačních procesů a začíná dominovat rezivá barva.

4.2.11. ORGANOSOLY

Organosoly a jejich jediný zástupce **organozem** jsou půdy charakterizované mocností organického rašelinného horizontu, která přesahuje 50 cm. Pokud tento rašelinný horizont označovaný písmenem T dosedá přímo na pevnou skálu, může být jeho mocnost menší. Většina jejich dalších charakteristik chemických i fyzikálních je odvozena od organického

materiálu, z něhož se horizont T vytváří. Jiné jsou vlastnosti kyselých vrchovišť a jiné u údolních slatin.

4.2.12. ANTROPOSOLY

Antroposoly jsou půdy výrazně ovlivněné lidskou činností. Půdní typ **kultizem** je definován jako rostlá půda výrazně modifikovaná kultivačními a melioračními opatřeními a to do hloubek větších než při běžných agrotechnických postupech. Jedná se tedy o půdy hluboce kypřené, kdy jsou původní půdní horizonty zcela přeměněny, nebo například o půdy odvodněné drenážním systémem, či kontaminované. Půdní typ **antropozem** je pak půda člověkem zcela vytvořená z různých substrátů, k nimž se vážou i fyzikální a chemické charakteristiky tohoto půdního typu. Typickým příkladem antropozemí jsou půdy vzniklé rekultivací výsypek po povrchové těžbě hnědého uhlí, či skládek komunálního odpadu. Způsob rekultivace, tedy například převrstvení či nepřevrstvení orníci z jiných zdrojů, osázení stromy, osetí trávou či ponechání přirozené sukcese se pak dále podílí na pedogenezi takových půd. Klasifikační systém WRB rovněž rozlišuje dvě skupiny půd ovlivněných člověkem a to podle totožného kritéria. Nomenklatura je však jiná a ve vztahu k TSKP může být poněkud matoucí. Naším kultizemím odpovídá skupina *anthrosoly* a naším antropozemím pak *technosoly*.

Všechny do této chvíle zmíněné referenční třídy a v nich sloučené půdní typy se na území České republiky běžně vyskytují. Další tři třídy TKSP zařazuje spíše jako pozůstatek z dob Československa. V České republice nebyl jejich výskyt potvrzen, ale na území Slovenska zdokumentovány jsou.

4.2.13. ANDOSOLY

Andosoly a jejich jediný půdní typ **andozem** jsou charakteristické vznikem na více či méně zpevněných sopečných popelech. Tyto kyselé substráty zvětrávají a uvolňují velké množství volného hliníku. Dochází ke vzniku amorfního jílového minerálu alofánu nebo imogolitu. To spolu s růstem vegetace vede ke vzniku velice kypřého, humózního a většinou poměrně hlubokého horizontu andického (Aa). Vizualně pak může profil připomínat černozem, chemicky je však zásadně odlišný.

4.2.14. SALISOLY

Do této třídy půd patří půdní typ **solončak**. Jedná se o půdy s vysokým obsahem rozpustných solí definujícím takzvaný salický horizont S. Tyto půdy jsou časté v aridních oblastech, kde výparný režim způsobuje vynášení rozpustných solí z hlubších vrstev půdy a jejich akumulaci při povrchu. Tento proces lze uměle vyvolat nadměrným používáním minerálních hnojiv, či intenzivním zavlažováním vysychavých půd minerálně bohatou vodou.

4.2.15. NATRISOLY

Natrisoly a jediný půdní typ do této třídy patřící **slanec** jsou půdy alkalické (pH až 12) a rovněž ovlivněné přítomností rozpustných solí a to konkrétně solí sodných. Jejich zvýšená koncentrace vede k procesu **soloncování**. Tento proces se podobá procesu illimerizace. Rovněž zde při nadbytku jednomocných iontů (nyní ovšem Na^+ , nikoli H^+) dochází k peptizaci jílu a jejich transportu profilem. V místech s vyššími obsahy vícemocných iontů tyto jíly koagulují. Vzniká tak ochuzený soloncový horizont Es a natrický obohacený horizont Bn charakteristický svojí sloupkovitou strukturou ve svrchní části.

4.2.16. DALŠÍ PŮDY VE SVĚTĚ

TKSP popisuje především půdy vyskytující se v mírném klimatu a jen velice okrajově dva půdní typy aridnějších oblastí. Ve světě ale samozřejmě existuje ještě mnohem více půdních typů, podmíněných odlišným klimatem. V této kapitole jsou uvedeny pouze některé z nich s nomenklaturou podle WRB.

V polárních oblastech v prostředí permafrostu vznikají *cryosoly*. Dominantním jevem podílejícím se na jejich utváření jsou kryogenní procesy. Ty jsou důsledkem promrzání a částečného rozmrzání půdního profilu. Dochází pak k takzvaným kryoturbacím, či mrazovému vzdouvání.

V oblastech semiaridních a aridních se nevyskytují pouze slance a solončaky, ale rovněž *calcisoly*, *gypsisoly* a *durisoly*. Jedná se obecně o půdy obsahující horizonty akumulace minerálních látek, často i zcela zpevněné. V případě *calcisolů* se jedná o akumulaci sekundárních karbonátů, v případě *gypsisolů* o sádrovec a v případě *durisolů* o sekundární silikáty.

V tropických oblastech je jedním z hlavních faktorů ovlivňujících vývoj půd teplé klima nepřerušovaně trvající desetitisíce let. Úroveň zvětrání půdotvorných substrátů je tedy zcela odlišná od oblastí mírného pásma. Mezi živinově bohatší a úrodnější půdy patří *nitisoly*, které se vytvářejí hlavně na bazaltech. Druhým extrémem jsou velice chudé *acrisoly* vznikající na kyselých horninách. Typickými půdami oblastí tropických pralesů jsou *ferralsoly*. Jejich název je odvozen od sloučenin železa a hliníku, které jsou výsledkem velice dlouhodobého a intenzivního zvětrávání. Tyto substráty již nemají téměř žádnou možnost dotovat půdu živinami. Koloběh živin tak probíhá pouze ve svrchních vrstvách obohacených humusem. Vykácení pralesů a tedy narušení koloběhu uhlíku mezi půdou a vegetací pak vede k naprosté degradaci takových půd.

5. MAPOVÁNÍ PŮD

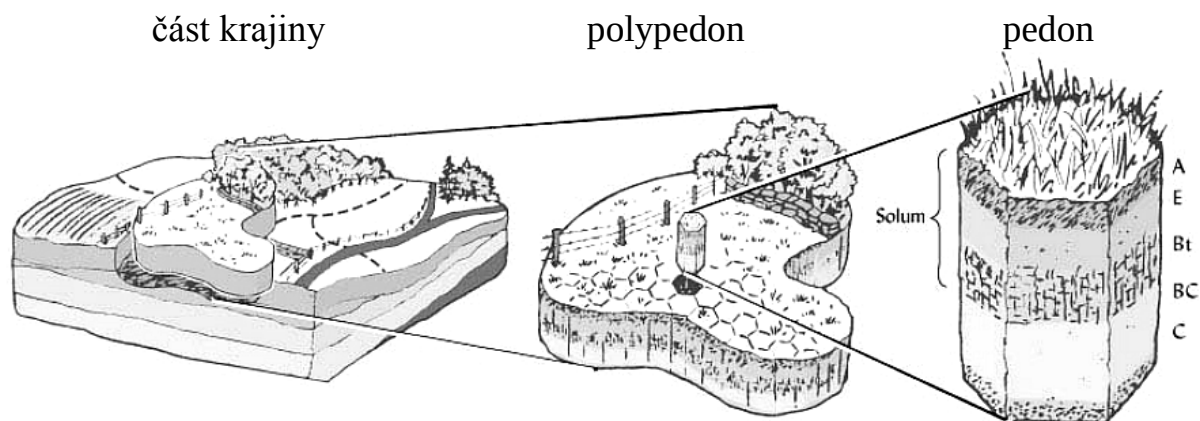
Mapování půd, tvorba map a geografických informačních systémů (GIS) o půdách je jedním z velice důležitých výstupů pedologie uplatnitelných v zemědělství, lesnictví, vodohospodářství, urbanismu, státní správě aj.

Uspořádání půdního pokryvu má své geografické zákonitosti dané prostorovým uspořádáním půdotvorných faktorů. Každý z půdotvorných faktorů může mít vliv na jiné geografické úrovni (lokální – hladina podzemní vody, lavinový svah atd., regionální – nadmořská výška, klimatické pásmo, atd.). Výsledkem je soubor půdních jednotek vyskytující se na určitém území. Rozlišujeme několik úrovní půdních jednotek (obr. 5.1):

Pedon je půdní těleso o rozměrech 1–10 m² do hloubky 2 m, jasně definovatelné vymezenými půdními horizonty. Tato základní jednotka prakticky odpovídá půdnímu profilu, který slouží pro popis půd, ale má určitý plošný rozměr.

Polypedon je soubor podobných pedonů. Jedná se o mezičlánek mezi nejnižší taxonomickou jednotkou a reálnými půdami v přírodě. Podobnost můžeme hodnotit na různé úrovni; ale prakticky odpovídá nižším klasifikačním úrovním taxonomických systémů.

Pedotop, pedochora, půdní regiony jsou různé úrovně relativně horizontálně homogenních či definovaně heterogenních ploch. Pedotopy jsou jakýmsi obdobím biotopů (např. niva řeky). Jedná se o relativně homogenní plochy s kombinací podobných půd. Pedochory jsou složité půdní komplexy nebo asociace, které mohou vykazovat určitý kontrast mezi zastoupenými pedotopy například na úrovni substrátů, zrnitosti, hydromorfismu, svažitosti, antropogenního faktoru, aj. Pedoregiony jsou rozsáhlé klimatické, či geografické celky (např. pásmo tropických půd v okolí rovníku nebo trvale zmrzlé půdy v polárních oblastech).



Obr. 5.1: Prostorové půdní jednotky v krajině (upraveno z Brady a Weil 2008).

Vymezení těchto základních mapovacích jednotek musí předcházet půdní průzkum. Jeho prvním krokem je seznámení se s terénem, jeho členitostí, geologií, hydrologií, klimatickými podmínkami, či dalšími ukazateli v případě hodnocení speciálních vlastností půd (např. kontaminace aj.). Na základě získaných informací je navrženo vzorkovací schéma. To definuje nejen hustotu a tvar vzorkovací sítě (může být pravidelná nebo náhodná), ale i způsob odběru vzorků (kopané sondy, odběr vzorkovací tyčí či půdním vrtákem, nebo kombinace metod), množství odebíraného materiálu dostatečné pro plánované analýzy a v neposlední řadě i termín odběrů, který je vzhledem k sezónní variabilitě některých půdních vlastností rovněž klíčový. Získaná prostorová a analytická data jsou pak zpracována do podoby vlastních map, nebo v současné době častěji geografických informačních systémů,

kteře umožňují lepší propojení prostorových a atributových informací. Jednodušeji řečeno, každá jednotlivá plocha v mapě je propojena s databází například analytických dat, vlastnických poměrů, erozního ohrožení atd.

Půdní mapy jako takové mohou být klasicky papírové, což se týká hlavně starších mapových děl, digitalizované (původní papírové mapy převedené do digitální podoby), nebo digitální (tedy přímo digitálně vytvořené). Digitální mapy pak mohou mít definovány určité homogenní polygony, ale mohou mít i podobu spojitého vyjádření informací, jako výsledku geostatistických metod. Digitální zpracování umožňuje i trojrozměrné vyjádření informací o půdě (propojení s digitálním modelem terénu nebo hodnocení půdních vlastností v různých hloubkách profilu) a přidá-li se časové hledisko tak i „čtyřrozměrné“.

5.1. HISTORIE MAPOVÁNÍ PŮD

Historie mapování půd není příliš dlouhá. První mapy byly vytvářeny pro menší územní celky (obce, velkostatky). Nejstarší půdní mapa zachycující území dnešní ČR je z roku 1909 a byla v německém jazyce zpracována profesorem Kopeckým pro část okresu Velvary. Zaměřovala se na fyzikální a chemické vlastnosti půd a byla doplněna detailní průvodní zprávou. Ojediněle vznikaly i mapy pro větší území, jako například Přehledová mapa půdních druhů v Československu od profesora Kopeckého a inženýra Spirhanzla z roku 1931. Druhý jmenovaný se podílel i na edici map vznikající pod vedením Půdoznaleckého ústavu v Praze ve spolupráci s jednotlivými obcemi od roku 1925. Původním důvodem vzniku edice bylo zmapování možných ložisek písku a vápence pro stavební účely. Výsledkem ale byla celková půdní mapa. Nejcennejší a nejrozsáhlejší mapové dílo zpracovávající problematiku půd v České i Slovenské republice, unikátní i v evropském a světovém měřítku, byl ale takzvaný **Komplexní průzkum půd (KPP)**. Jeho cílem bylo zmapování zemědělského půdního pokryvu a zhodnocení úrodnosti půd. Probíhal v letech 1961–1970. Vlastnímu průzkumu předcházela řada přípravných prací. Na základě studia geologických, hydrologických aj. podkladů a rekognoskace terénu bylo celé území rozděleno do tří složitostních kategorií. První zahrnovala rovinný až mírně svažité reliéf nížin (pahorkatin) a vysokohorské louky a pastviny s velmi jednoduchými půdně litologickými poměry. Druhá obsahovala rovinný až mírně svažité reliéf pahorkatin a nížin se složitými půdně litologickými poměry, svažité reliéf s výraznými projevy eroze a půdy vysočin a hor. Do třetí kategorie náležely půdy širokých niv a říčních teras s velmi složitými půdně litologickými poměry a území se zasolenými půdami. Pro každou kategorii byla navržena rozdílná hustota vzorkovací sítě. Na tyto přípravné práce navazovala I. etapa průzkumu, tedy terénní práce. Bylo zmapováno 7,2 mil. ha zemědělských půd. Popsány byly podle tehdy platné geneticko-agronomické klasifikace. Na celém území bývalé ČSSR bylo vykopáno a popsáno zhruba 700 000 půdních sond rozdělených do tří kategorií. Základní sondy (352 908 sond, 1 sonda na 10 – 20 ha podle členitosti terénu) byly kopány do 40 – 60 cm, nebyly detailně popisovány a vzorky byly odebírány z ornice a podorničí. Výběrové sondy (36 735 sond, 1 sonda na 100 – 200 ha) byly již detailně popsány (půdní typ včetně substrátu) a vzorky byly odebírány ze všech diagnostických horizontů (při mocnostech nad 30 cm i dva vzorky na horizont). Speciální sondy (1 520, 1 sonda na 3 – 4 tis. ha) byly určeny pro speciální vědecké účely. Vzorky z nich byly odebírány stejným způsobem jako ze sond výběrových. II. etapa průzkumu zahrnovala laboratorní práce. Podle typu sond byly určovány následující charakteristiky. U sond základních byl proveden pouze zrnitostní rozbor, zjištěn obsah karbonátů a $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$. U sond výběrových bylo navíc měřeno pH_{KCl} , obsah uhlíku (Cox), kationtová výměnná kapacita (KVK) a obsahy živin (P_2O_5 , K_2O). U speciálních sond byly prováděny i speciální analýzy (např. frakcionace organické hmoty, obsah kationtů, seskvioxidů, volného železa, celkový obsah Si, Fe, Al, Ca, Mg, fyzikální rozbor neporušeného vzorku, mikromorfologie, mineralogie aj.). III. etapou bylo vyhodnocování získaných dat. Celý KPP by prováděn pro

potřeby okresů a zemědělských podniků. Z toho také plynou dvě úrovně zpracování. Výstupy pro obě úrovně jsou vždy ve formě písemné (původní zpráva) a mapové. Pro potřeby zemědělských podniků byly veškeré mapové výstupy v měřítku 1:10 000: a) základní půdní mapa (mapa půdních typů), b) kartogram zrnitosti, šterkovitosti a zamokření, c) kartogram návrhů opatření (pro zlepšení úrodnosti). Pro potřeby okresů byly veškeré mapové výstupy v měřítku 1:50 000: a) základní půdní mapa (mapa půdních typů), b) kartogram zrnitosti, šterkovitosti a zamokření, c) kartogram matečných substrátů. Původní polní záznamy a originály map jsou uloženy v archivu Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy (VÚMOP – Praha–Zbraslav). V současné době jsou mapy i původní zprávy dostupné rovněž v digitalizované podobě na portálu VÚMOP – <http://geoportal.vumop.cz/>.

5.2. BONITACE PŮD

Historie a současnost mapování zemědělských půd je propojena prostřednictvím bonitace půd. Byla provedena v letech 1973 až 1980 a vzhledem k tomu, že půdy se stále vyvíjejí a mění, dochází k jejím revizím až do současnosti. Původně byly její mapové výstupy v tištěné podobě v měřítku 1:5 000. V současnosti jsou přístupné v podobě digitální propojené s katastrem nemovitostí. Bonitace proběhla a používá se zejména pro hodnocení úrodnosti zemědělské půdy, přírodních podmínek zemědělských půd, při určení základní ceny zemědělské půdy, pro kategorizaci zemědělského území a při ochraně zemědělského půdního fondu. Zemědělské půdy se podle bonitace dělí do tzv. **bonitovaných půdně ekologických jednotek (BPEJ)**. Ty v sobě slučují půdy obdobných vlastností. Každá BPEJ je definována pětimístným kódem, např. **1.01.87**, kde první číslice (1) popisuje klimatický region, následující dvojice čísel (01) popisuje tzv. hlavní půdní jednotku (*HPJ, určena půdním typem a subtypem, substrátem, zrnitostí, sklonitostí, hloubkou profilu, skeletovitostí a stupněm hydromorfismu*), čtvrtá číslice (8) v sobě nese informaci o expozici a svažitosti a pátá (7) o hloubce profilu a skeletovitosti. Každá jednotka definovaná tímto kódem má vyhláškou Ministerstva financí určenou takzvanou základní cenu za 1 m². Tato cena zohledňuje úrodnost půdy a její využitelnost pro zemědělské účely. Vzhledem k nutnosti zvýšení ochrany hlavně nejkvalitnějších půd je podle kódů BPEJ rovněž vymezeno 5 tříd ochrany půdy. Každá třída má definována pravidla, za jakých lze takovou půdu vyjmout ze zemědělského půdního fondu (ZPF), a rovněž stanoven koeficient, kterým se násobí základní cena půdy při případném uskutečněním vynětí. I. třída (koeficient 9) zahrnuje bonitně nejcenější půdy v jednotlivých klimatických regionech (KR), které je možno odejmout ze ZPF pouze výjimečně. II. třída (koeficient 6) slučuje půdy s nadprůměrnou produkční schopností v rámci jednotlivých KR s vysokým stupněm ochrany a jen podmíněně odnímatelné a zastavitelné. III. třída (koeficient 4) zahrnuje půdy průměrných produkčních schopností v jednotlivých KR se středním stupněm ochrany, které je možno v územním plánování využít pro výstavbu. IV. třída (koeficient 3) vymezuje půdy s převážně podprůměrnou produkční schopností v rámci příslušných KR s jen omezenou ochranou využitelné pro výstavbu. V. třída (koeficient 3) slučuje půdy s velmi nízkou produkční schopností (půdy mělké, svažité, hydromorfní, šterkovité, kamenité, erozně ohrožené apod.), postradatelné v ZPF, u nichž lze předpokládat efektivnější nezemědělské využití. Další významné využití bonitace v ochraně půd je její propojení s protierozní ochranou prostřednictvím faktoru erodovatelnosti půdy (K) v Univerzální rovnici pro odhad ztát půdy z erozí ohrožených pozemků (viz kapitola 6.1.1. Vodní eroze). Pro každou BPEJ je definována hodnota tohoto faktoru. Na mapovém portálu VÚMOP (protierozní kalkulačka) lze mimo jiné pro jednotlivé pozemky najít i ohroženost či neohroženost konkrétního pozemku vodní erozí.

5.3. SOUČASNÉ MAPOVÉ ZDROJE

Kromě zmíněných dostupných výstupů KPP a Bonitace půd existuje i řada dalších mapových zdrojů. Zcela odděleně od zemědělských půd byly mapovány půdy lesní. Údaje o nich jsou většinou zahrnuty v mapách typologických, které popisují lesní stanoviště nejen z hlediska pedologie, ale i přirozeného vegetačního krytu, klimatických podmínek a vláhových režimů (dostupné na mapovém portálu Ústavu pro hospodářskou úpravu lesů). Snahou o propojení „lesnického“ a „zemědělského“ mapování je edice map pro celou ČR v měřítku 1:50 000. Jedná se o odvozenou mapu vycházející u zemědělské půdy z podkladů KPP a u půdy lesní z lesnické typologie, využívající listoklad Základní mapy ČR. Část území je pouze v „papírové“ podobě, část je digitální dostupná na mapovém portálu České geologické služby. Pro celé území ČR je rovněž zpracována mapa půd 1:200 000, která je v podobě PUGIS (GIS o půdě) a změněném měřítku 1:250 000 dostupná na portálu CENIA. V tomto upraveném měřítku je rovněž zpracována do papírové podoby Atlasu půd České republiky (2009). Kompletně v digitální podobě existuje půdní mapa ČR v měřítku 1:500 000 a 1:1 000 000. Do podoby atlasu byly v roce 2005 zpracovány i mapy půd Evropy. Rozšíření jednotlivých půdních typů ve světovém měřítku popisují například půdní mapy světa (FAO, <http://www.fao.org/soils-portal/>).

6. OCHRANA PŮD

Půdy, jako jednu ze základních složek životního prostředí, je třeba cíleně chránit. Lidskou činností jsou půdy různou měrou přeměňovány, kultivovány, ale i poškozovány (degradovány). Ve světovém měřítku je zhruba jedna třetina půd degradovaných, tedy významně poškozených lidskou činností. V Africe je to ale například více než 80 %. Rozlišujeme dva základní způsoby degradace půd, a to zhoršení jejich fyzikálních a zhoršení jejich chemických vlastností. Do první skupiny patří eroze půd, zábor půd a trvalé uzavření povrchu (sealing), zhutnění půd (pedokompakce), desertifikace nebo zamokření. Do druhé skupiny patří kontaminace, acidifikace, eutrofizace nebo salinizace. V ochraně půdy, stejně jako u ochrany jiných složek životního prostředí, platí, že základním opatřením je prevence, tedy předcházení poškozování půd. Pokud již k němu dojde, existují nápravná opatření, ale ta bývají náročná, nákladná a často nedokážou půdu navrátit až ke stavu před poškozením.

6.1. EROZE

Eroze obecně je proces, při kterém dochází k narušování povrchu materiálů (půda, hornina, stavební materiál apod.) v důsledku činnosti různých sil. Eroze půdy stejně jako eroze hornin nebo koryt vodních toků je přirozeným přírodním procesem v krajině. Půdní eroze je proces, kdy působením vody, větru, ledu a jiných činitelů dochází k rozrušování povrchu půdy, odnosu částic a jejich usazování. Takováto eroze bývá nazývána **přírozenou** a je kompenzována zvětráváním a tvorbou půdy. Pokud dojde k intenzivnější erozi, je třeba hovořit o erozi **zrychlené** (abnormální), za níž bývá odpovědná lidská činnost. Důsledky zrychlené eroze jsou zhoršení produkčních a mimoprodukčních funkcí půdy, fyzikálně chemických vlastností, snížení obsahu živin a organické hmoty, mechanické poškození plodin, znečištění vodních toků, kontaminace podzemních vod, zanesení akumulčních nádraží, poškození budov, komunikací a zvýšené finanční náklady.

Erozi lze rozdělit podle příčiny odnosu materiálu na erozi vodní, větrnou, ledovcovou, pobřežní aj. V České republice působí nejvíce škod eroze vodní a větrná. Vodní erozi je ohroženo 31,3 % zemědělské půdy a větrnou erozí 10,4 % zemědělské půdy. Na většině takových půd ale není prováděna systematická ochrana.

6.1.1. VODNÍ EROZE

Vodní erozi půdy rozumíme odnos, transport a usazení materiálu zapříčiněné srážkovou vodou. Ta při kontaktu s půdou mění energii dopadajících dešťových kapek na energii mechanicky působící na půdní částice. K jejich transportu dochází pouze v případě vytvoření povrchového odtoku, tedy v případě, že půda již nestíhá infiltrovat srážkovou vodu. Dobrý strukturní stav půdy, či její krytí plodinami zvyšuje takzvanou specifickou drsnost povrchu a brání vzniku povrchového odtoku. Povrchový odtok rozlišujeme plošný a soustředěný a podle toho i erozi na **plošnou** či koncentrovanou do drah soustředěného odtoku. Podle velikosti erozních rýh vzniklých soustředěným odtokem dělíme erozi na **rýžkovou** (hloubka i šířka rýhy 2–10 cm), **rýhovou** (10–30 cm), **výmolovou** (30–100 cm) a **stržovou** (více než 100 cm a kilometry délky).

Pro hodnocení vodní eroze se používá celá řada modelů poměrně citlivých na vstupní data. Jednou z hojně využívaných a relativně jednoduchých možností hodnocení eroze je takzvaná Univerzální rovnice ztráty půdy (Wischmeier, Smith, 1978 – USLE (Universal soil-loss equation)). Touto rovnicí lze odhadnout dlouhodobou průměrnou roční ztrátu půdy v tunách/ha/rok. Nelze ji použít pro období kratší, či pro výpočet ztráty při jednotlivých srážkách.

Rovnice 6.1:

$$G = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P$$

G	průměrná dlouhodobá ztráta půdy v tunách/ha/rok
R	faktor erozní účinnosti deště
K	faktor erodovatelnosti půdy
L	faktor délky svahu
S	faktor sklonu svahu
C	faktor ochranného vlivu vegetace
P	faktor účinnosti protierozních opatření

Tato rovnice je empirická a byla sestavena po dlouhodobém experimentu. Využívá porovnání reálného stavu s takzvaným standardním pozemkem, který má délku svahu 22,13 m a přímý sklon 9 % a je trvale udržován jako kypřený černý úhor s kultivací po svahu. Většina jejích vstupních parametrů je dostupná v podobě tabulek v odborné literatuře.

Faktor erozní účinnosti deště R

Zahrnuje intenzitu deště, úhrn srážek, četnost jejich výskytu a kinetickou energii přívalových srážek. Vyhodnocují se pouze deště, u nichž se předpokládá odtok vody po povrchu pozemku („třicetiminutový déšť s vydatností větší než 12,5 mm“). Průměrná roční hodnota R faktoru se určuje z maximálních ročních hodnot tohoto faktoru (reprezentativní je průměr alespoň za 50 let). Průměrná hodnota R faktoru pro ČR je **40**.

Faktor erodovatelnosti půdy K

Jeho hodnota byla určena experimentálně. Odnos půdy byl měřen na standardním pozemku. Faktor K je definován jako odnos půdy z jednotky plochy na jednotku dešťového faktoru ze standardního pozemku. Erodovatelnost půdy je podle USLE funkcí zrnitosti (frakce 0,002–0,1mm a 0,1–2mm), obsahu humusu (%), půdní struktury (4 třídy: zrnitá, drobtovitá, hrudkovitá a deskovitá či slitá) a propustnosti (6 tříd od velmi vysoké >2,5 mm/min po velmi nízkou <0,025 mm/min). Údaje o textuře, struktuře a organické hmotě se vztahují pouze k ornici, zatímco propustnost je hodnocena pro celý půdní profil. Přibližné určení faktoru K je možné i podle hlavních půdních jednotek (HPJ), tj. 2. a 3. místa číselného kódu BPEJ (viz kapitola 5.2. Bonitace půd).

Topografický faktor L, S

Vyjadřuje poměr ztráty půdy na jednotku plochy z daného pozemku ke ztrátě půdy na standardním pozemku. Vliv délky (L) a sklonu (S) svahu na intenzitu eroze se posuzuje u jednotlivých pozemků v předpokládaných trasách soustředěného odtoku. Směrodatná je trasa s nejvyšší hodnotou součinu L x S. Existuje řada opravných koeficientů pro délky svahů do 120 m, konkávní, konvexní, či kombinované svahy. Dlouhé svahy se rozdělují na dílčí s jednotným sklonem.

Faktor ochranného vlivu vegetace C

Velikost faktoru C je poměrem zjištěného smyvu půdy na pozemku s pěstovanými plodinami ke smyvu na pozemku s kypřeným úhorem (kde C = 1) při stejných ostatních podmínkách. Vegetační kryt chrání půdu před přímými účinky dopadajícího deště, zachycuje část srážek (intercepce), snižuje rychlost povrchového odtoku a ovlivňuje půdní vlastnosti (např. pórovitost nebo propustnost). Ochranný vliv vegetace je přímo úměrný pokryvnosti porostu v době výskytu erozních srážek. U většiny zemědělských plodin se ochranný vliv vegetace v průběhu vegetačního období mění → dle USLE se rozlišuje 5 období:

- 1) podmítka a hrubá brázda
- 2) příprava pozemku k setí a 1 měsíc po zasetí
- 3) 2. měsíc od setí (u ozimů do 30.4.)
- 4) 3. měsíc až sklizeň
- 5) strniště

Do USLE se dosazuje průměrná hodnota za celý osevní postup.

Faktor účinnosti protierozních opatření P

Velikost faktoru P je poměrem zjištěného smyvu půdy na pozemku s protierozním opatřením ke smyvu ze standardního pozemku. V první fázi hodnocení eroze se tento faktor do výpočtu nezahrnuje. Vyhodnotí se ztráta půdy bez opatření, porovná se s limitními hodnotami přípustné ztráty půdy danými legislativou a při jejím překročení se přistupuje k návrhům protierozních opatření. Jejich účinnost se pak zjistí použitím faktoru P v USLE.

Protierozní opatření

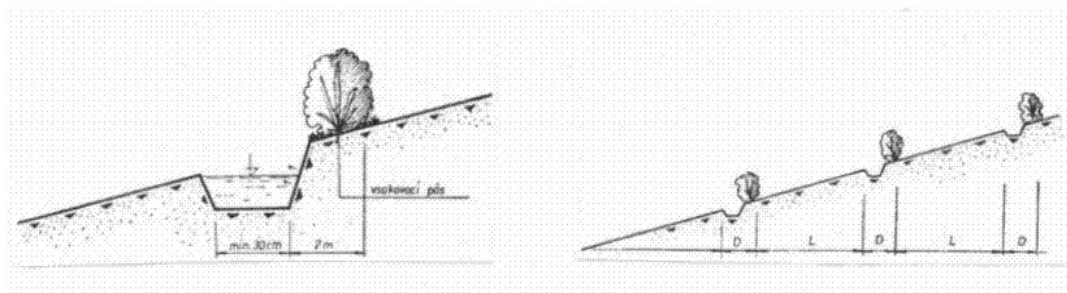
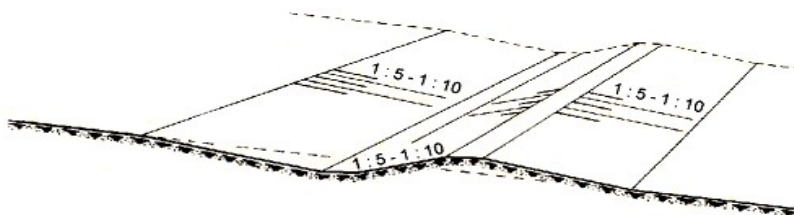
Rozlišujeme několik skupin protierozních opatření. **Organizační** opatření v sobě slučují způsoby uspořádání pozemků a jejich využívání. Jedná se například o takzvanou *delimitaci kultur*, tedy smysluplné rozložení a vymezení pozemků pro jednotlivé kultury.

Obecně platí: do 3,5 % sklonu svahu	okopaniny, kukuřice i jiné širokořádkové plodiny
3,5 – 8 %	úžkořádkové plodiny bez omezení
8 – 15 %	úžkořádkové plodiny zpravidla bez omezení
15 – 21 %	speciální oseední postupy
nad 18 %	bývá doporučeno zatravnění.

Další možností je *zatravnění drah* soustředěného povrchového odtoku, kdy je doporučeno dodržet šířku údolnice nejméně 5 m a je vhodné odvodnit tuto plochu drenáží a tu zaústit do recipientu s dostatečnou kapacitou. Do této skupiny opatření rovněž patří *volba oseedních postupů*, kdy snahou je minimalizovat období, v němž půda není dostatečně krytá vegetací. V neposlední řadě lze využít takzvané pásové střídání plodin, kdy se v pásích orientovaných po vrstevnicích střídají plodiny s různým stupněm ochrany před erozí, například kukuřice a ozim.

Druhou velkou skupinou jsou **agrotechnická a vegetační** opatření. Sem řadíme například *vrstevnicové obdělávání* (nedoporučuje se při sklonech větších než 12 %, pak už je lépe obdělávat v mírném odklonu od vrstevnic, aby přebytečná voda mohla odtékat), *ochranné obdělávání půdy*, tedy výsev do ochranné plodiny nebo do strniště, nebo *hrázkování* a *důlkování* (hrázkování především u brambor, důlkování u kukuřice či v mezířadích sadů).

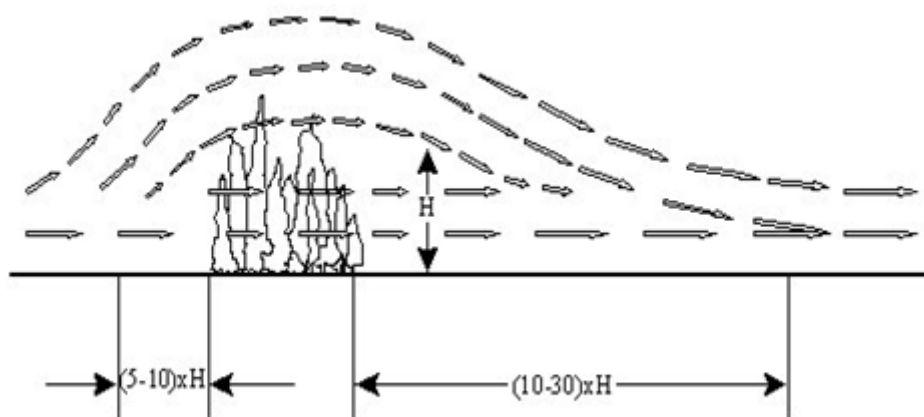
Poslední skupinou jsou **technická opatření**, pro něž je nutná projektová dokumentace. Zahrnují náročné úpravy terénu a jsou finančně nákladná. Tato opatření se doporučují buď jako doplňková nebo ve výjimečných případech a pouze na dostatečně hlubokých půdách. Patří sem například *terasování*, *systémy příkopů a průlehů* nebo *protierozní hrázky* či *nádrže* (obr. 6.1).



Obr. 6.1: Technická protierozní opatření: nahoře – průřeh, dole vlevo – příkop s pásem křovin, dole vpravo systém příkopů rovnoměrně rozložených po svahu.

6.1.2. VĚTRNÁ EROZE

Větrnou erozí půdy rozumíme odnos, transport a usazení materiálu zapříčiněné unášecí schopností větru. K jejich transportu dochází pouze v případě, že má vítr dostatečný prostor pro získání rychlosti, se kterou unášecí schopnost přímo souvisí. Nejohroženější jsou tedy rozsáhlé pozemky. Dobrý strukturní stav půdy, či její krytí plodinami brání větrné erozi stejně jako je tomu u eroze vodní. Větrné erozi úspěšně zabraňuje i vlhkost půdy. Pouze půda suchá může být větrem erodována. Nejohroženější složkou půdy jsou v případě větrné eroze prachové částice. Základním protierozním opatřením mimo opatření agrotechnická je výsadba větrolamů. Jejich účinnost dokumentuje obrázek 6.2.



Obr. 6.2: Schematické znázornění účinnosti větrolamu (H – výška větrolamu, násobky H – vzdálenost od větrolamu, na jakou zasahují jeho účinky).

6.2. DESERTIFIKACE

Desertifikací se rozumí rozšiřování pouští v důsledku lidské činnosti. Provází lidstvo již tisíce let, ale v posledních desetiletích značně narůstá její intenzita. V Africe je dominantním typem degradace půdy, která stojí za zmiňovanými 80 % poškozených půd na tomto kontinentu. Hlavními příčinami jsou odlesňování a intenzivní pastva. Oba mechanismy, často jdoucí ve zmíněném pořadí po sobě, mají za následek ztrátu vegetačního krytu povrchu půdy a následnou zrychlenou mineralizaci půdní organické hmoty. Poškozený povrch půdy pak není schopen odolávat vlivům především větrné eroze. Tato degradace tedy zahrnuje problematiku větrné, ale i vodní eroze v kombinaci s dlouhodobou ztrátou přirozené vegetace. Nápravná opatření se tak nejvíce soustřeďují na ochranu půd před erozí. Platí zde dříve zmíněná obecná pravidla. Povrch krytý vegetací s půdou bohatou na organickou hmotu a s dobrou strukturou je schopen erozním činitelům lépe odolávat.

6.3. ZÁBOR PŮDY

Zábor půdy je dalším jevem, který půdu ohrožuje. Jedná se o extrémní jev, neboť půdu nevratně likviduje. Hlavní dvě příčiny jsou výstavba budov i liniových staveb a těžba surovin. Zastavění a **nepropustné překrytí povrchu** (*sealing*) vede k narušení koloběhu živin, výrazně narušuje hydrologický režim, což může v konečném efektu vést až ke zvýšené pravděpodobnosti povodní. Dále tato krytá plocha ovlivňuje své okolí změnou mikroklimatu. V případě silniční sítě a parkovišť je nepřímým důsledkem překrytí i vstup organických

kontaminantů (olejů, pohonných látek atd.) a rozmrazovacích solí do okolní půdy. Další výrazné negativum zastavění je jeho soustředěnost u velkých sídel. Ta historicky vznikala v úrodných oblastech. Jsou tak nejvíce zabírány nejkvalitnější půdy. Existuje několik mechanismů, kterými lze alespoň omezit negativní důsledky zastavění. Jedná se o využití polopropustných povrchů tam, kde je to možné (parkoviště), zasakování srážkové vody z nepropustných povrchů do půdy v okolí zpevněné plochy, nebo preferenční využívání takzvaných brownfields pro výstavbu (**Brownfields** - nemovitost (pozemek, objekt, areál), která je nedostatečně využívána, je zanedbaná a případně i kontaminovaná; nelze ji vhodně a efektivně využívat, aniž by proběhl proces její regenerace; vzniká jako pozůstatek průmyslové, zemědělské, rezidenční, vojenské či jiné aktivity).

Zábor půdy z důvodu **těžby nerostných surovin** má svoje specifika. Problematické jsou především velkoplošné povrchové lomy například na těžbu hnědého uhlí. Plošný rozsah takových lomů je mnohem větší než u běžných staveb, nicméně celkový podíl na záboru půdy je menší. Nápravným opatřením takových záborů jsou rekultivace. Těžbou vznikají vnitřní výsypky postupně opět zazemňující lom a výsypky vnější mimo těžební jámu. Materiál vznikajících výsypek může mít velice různorodé chemické i zrnitostní složení. Rekultivace takových výsypek probíhá ve dvou krocích. První přichází na řadu rekultivace technická, kdy dojde k modelaci terénu do finální podoby, úpravě vlastností půdy, pokud je to nutné (extrémní pH, těžký substrát), a většinou i překrytí povrchu dříve deponovanou ornici. Na ni navazuje rekultivace biologická, kterou lze rozlišit na zemědělskou, lesnickou, a vodní. V poslední době se rozvíjejí i přístupy využívající přirozenou sukcesí, která vede ke vzniku stabilnějších přirozených ekosystémů. Existují ale i jiné typy rekultivací, jejichž výsledkem jsou různé rekreační či sportovní areály aj.

6.4. ZHUTNĚNÍ PŮDY

Zhutnění půdy neboli pedokompakce může mít přirozené i antropogenní příčiny. Obecně se jedná o změnu prostorového uspořádání půdy. Dochází ke snížení pórovitosti, nárůstu objemové hmotnosti, snížení schopnosti infiltrace a retenční kapacity půdy. Přirozeně se jedná o důsledek transportu jemných jílnatých částic, které postupně „zanášejí“ póry. Typické je to v horizontu Bt luvizemí. Z hlediska ochrany půdy je ale podstatnější pedokompakce antropogenní vznikající v důsledku použití těžké mechanizace často ve spojení s nízkým obsahem organické hmoty v půdě. Toto nadměrné zatěžování ovlivňuje nejen orniční vrstvu, kterou lze opět nakypřit, ale i podorničí, kam běžná agrotechnika nezasahuje a vytváří se takzvané podorniční prahy. Zhutnění půdy kromě zmíněných půdních vlastností ovlivňuje i kořenový systém rostlin. Ten je v kompaktních vrstvách půd nedostatečně rozvinut (deformován). Rovněž v důsledku horšího provzdušnění dochází k redukci mikrobiálních společenstev. Nepropustné prahy mohou způsobit lokální přemokření půdy. V poslední řadě jsou takové půdy i hůře obdělávatelné.

Přirozeně odolné k zhutnění jsou půdy písčité a skeletovité a rovněž půdy se stabilní strukturou s dostatkem organické hmoty. Naopak jílovité kyselé půdy s nízkým obsahem humusu patří k nejohroženějším. Důležitou roli hraje i vlhkost půdy v momentu zátěže. Provhlčení půdy snižuje kohezi, a proto se půdní částice snáze posouvají a vyplňují původní póry.

Možností omezení a nápravy je řada. Mezi preventivní patří omezení pojezdů po pozemcích (vynechání některých součástí agrotechnických postupů, nebo jejich sdružení). Další možností je maximální oddělení silniční dopravy od dopravy po poli. Nutné je i obdělávání při vhodné vlhkosti a využití optimální mechanizace (pneumatiky – velikost, šířka, tlak). Vhodným opatřením jsou i kolejové řádky, které soustředí nezbytné zhutňování pouze na omezený prostor na pozemku. Z hlediska půdních vlastností lze zhutnění předcházet dostatečným organickým hnojením a vápněním. Důležitá je i vyváženost osevních postupů

s neustálým důrazem na kvalitní půdní strukturu. Opatření vedoucí k nápravě již vzniklého zhutnění jsou značně nákladná a spočívají v podrývání a hloubkovém kypření. Jejich účinnost je závislá na současném zvýšení obsahu organické hmoty.

6.5. KONTAMINACE

Kontaminace půdy je definována jako zvýšení obsahu rizikového prvku či látky v půdě oproti pozadovým hodnotám nebo jako překročení daných legislativních limitů pro obsahy konkrétních látek v půdách. Vyšší úroveň pozadových hodnot může být geogenního původu. Souvisí s obsahem prvků ve zvětrávané hornině. Rizikové prvky mohou být rozptýleny v celém tělese dané horniny. Pak hovoříme o takzvané litogenní podmíněnosti. Pokud je zvýšený obsah rizikových prvků vázán na žíly v horninách, hovoříme o chalkogenní podmíněnosti. **Antropogenní** kontaminace pak zahrnuje řadu variant kontaminací způsobených lidskou činností. Jedná se o depozice původem z průmyslu, dopravy i ze spalování odpadů v domácnostech, aplikaci minerálních hnojiv (Cd ve fosfátových hnojivech), pesticidů apod., úniky škodlivých látek do půdy při nehodách, či aplikace kalů a digestátů. Podle lokálnosti zdroje lze kontaminaci rozdělit na **bodovou a rozptýlenou** (difúzní). Další způsob dělení pak zohledňuje vlastní kontaminant. Rozlišujeme **kontaminaci rizikovými prvky** (Pb podél silnic, Hg, Cd, Cu na vinicích, Zn, As, Cr, Ni, Co atd.). Do skupiny rizikových prvků patří i řada prvků esenciálních, pro růst rostlin nezbytných (Zn, Cu, Mo). Ve vysokých dávkách se ale stávají toxickými (tab. 6.2). Druhou velkou skupinou kontaminantů jsou **cizorodé organické látky**. Jejich původ je především antropogenní a jen výjimečně geogenní. Jedná se o různé ropné deriváty, minerální oleje, pesticidy, rozpouštědla, detergenty, léčiva atd. Speciálními případy jsou kontaminace radioaktivními látkami, zasolení půdy a vlastně i acidifikace a eutrofizace zmíněné samostatně.

Při posuzování kontaminace rizikovými prvky hraje klíčovou roli jejich forma (tab. 6.2). Tyto prvky se v půdě vyskytují v podobě (formě) vodorozpustné, poutané v sorpčním komplexu, vázané na půdní organickou hmotu, na oxidy Fe, Mn a Al či přímo v oxidech, v uhličitanech, v sulfidech, ve fosforečnanech nebo i ve struktuře silikátů. Jednotlivé formy se na finálním toxickém působení prvku podílejí různě. Nejrizikovější jsou formy nejméně poutané, které se nejsnadněji zapojují do koloběhu živin a mohou tak ohrožovat zdraví rostlin, živočichů i lidí. Naopak formy poutané například v silikátech jsou natolik stabilní, že je jejich toxicita zanedbatelná. V případě vazeb na organickou hmotu je situace poměrně komplikovaná. Jednotlivé složky organické hmoty v půdě mají velice odlišné vlastnosti. Prvky poutané na fulvokyseliny mohou migrovat profilem a kontaminovat podzemní vodu, zatímco huminové kyseliny prvky v půdě stabilizují a jejich rizikovost výrazně snižují. Organokovové sloučeniny vznikající v rhizosféře v některých případech usnadňují vstup prvku do rostliny a jindy se jedná o ochranný mechanismus rostlin, který vstupu prvku brání. Do tohoto systému dále vstupují půdní vlastnosti jako charakteristiky sorpčního komplexu a půdní reakce. Velikost sorpčního komplexu určuje, zda bude rizikový prvek sorbován, či transportován profilem. Půdní reakce je zase klíčová pro mobilitu konkrétních prvků. Některé prvky jsou při nižším pH půdy mobilnější (Cd, Hg, Mn, Pb, Zn), u jiných je tomu naopak (As, Sb, Se, Cr). Celkové obsahy prvků v půdě jsou tedy sice ukazatelem kontaminace, ale jen málo vypovídají o jejich faktické nebezpečnosti na kontaminované lokalitě.

Tab. 6.2: Převládající formy rizikových prvků v půdě a jejich vliv na rostliny a živočichy.

Prvek	Formy	Vliv
As	AsO_4^{3-}	toxický pro rostliny i živočichy
Be	Be^{2+}	toxické pro rostliny i živočichy
Cd	Cd^{2+}	toxický pro živočichy
Co	Co^{2+}	živina pro rostliny i živočichy, toxický pro r. i ž.
Cr	Cr^{3+} , CrO_4^{2-}	živina pro živočichy, Cr^{6+} karcinogenní
Cu	Cu^{2+}	živina pro rostliny i živočichy, toxická pro r. i ž.
Hg	Hg^{2+} , $(\text{CH}_3)_2\text{Hg}$	toxická pro živočichy
Mo	MoO_4^{2-}	živina pro rostliny i živočichy, toxický pro r. i ž.
Ni	Ni^{2+}	živina pro rostliny i živočichy, toxický pro r. i ž.
Pb	Pb^{2+}	toxické pro rostliny i živočichy
Se	SeO_4^{2-}	živina pro živočichy, toxický pro rostliny i ž.
Sn	Sn^{4+}	živina pro živočichy, toxický pro živočichy

U kontaminace organickými látkami hraje důležitou roli jejich struktura a stabilita konkrétních molekul (i meziproducty rozkladu těchto látek mohou být toxické). Řada ropných uhlovodíků (benzen, toluen, etylen, xylene), těžké organické sloučeniny (tri- a perchloretylen), moderní typy pesticidů a organická rozpouštědla jsou poměrně snadno rozložitelné specifickými aerobními půdními mikroorganismy. Existují ale i látky perzistentní, jejichž rozložení je velice obtížné. Do této skupiny patří polycyklické aromatické uhlovodíky (PAU), polychlorované bifenylly (PCB) a polychlorované dibenzo-para-dioxiny (TCDD) a dibenzo-furany (PCDF).

Řešení kontaminací spočívá v odstranění toxického prvku či látky z půdy (extrakce), rozkladu látky, je-li to možné, nebo v potlačení jejich toxických účinků (stabilizace). Je třeba brát v úvahu, zda se jedná o kontaminant fytotoxický, zootoxický, či humanotoxický. Jaká je jeho transferová cesta (půda – rostlina – zvíře – člověk, půda – rostlina – člověk, půda – voda – člověk, nebo půda – člověk), tedy koho všeho může kontaminace ovlivnit. Lze například navrhnout takzvaná fytostabilizační nebo fytoextrakční opatření, kdy kontaminant z půdy přechází do vegetace (hyperakumulátory daného kontaminantu, nejsou prvkem nijak ovlivněny). Rostliny pak mohou být sklizeny a využity nepotravinářsky, například jako biomasa ke spalování. Tím se zabrání toxickému působení na živočichy a lidi. Zároveň dochází k postupnému čerpání kontaminantu z půdy. U organických látek lze podpořit jejich biologický rozklad, bioremediaci, například kypřením půdy. Tato biologická opatření mají jen omezenou účinnost. Rovněž lze látky v půdách imobilizovat změnou půdní reakce nebo přísady aditiv. Aditiva mohou být charakteru jednoduchých sloučenin (sulfidy, karbonáty, fosfáty...), anorganických sorbentů (zeolity (přírodní i syntetické), bentonity, jílové minerály, Thomasova struska, goethit, ocelové piliny, apatity aj.), či organických sorbentů (statková

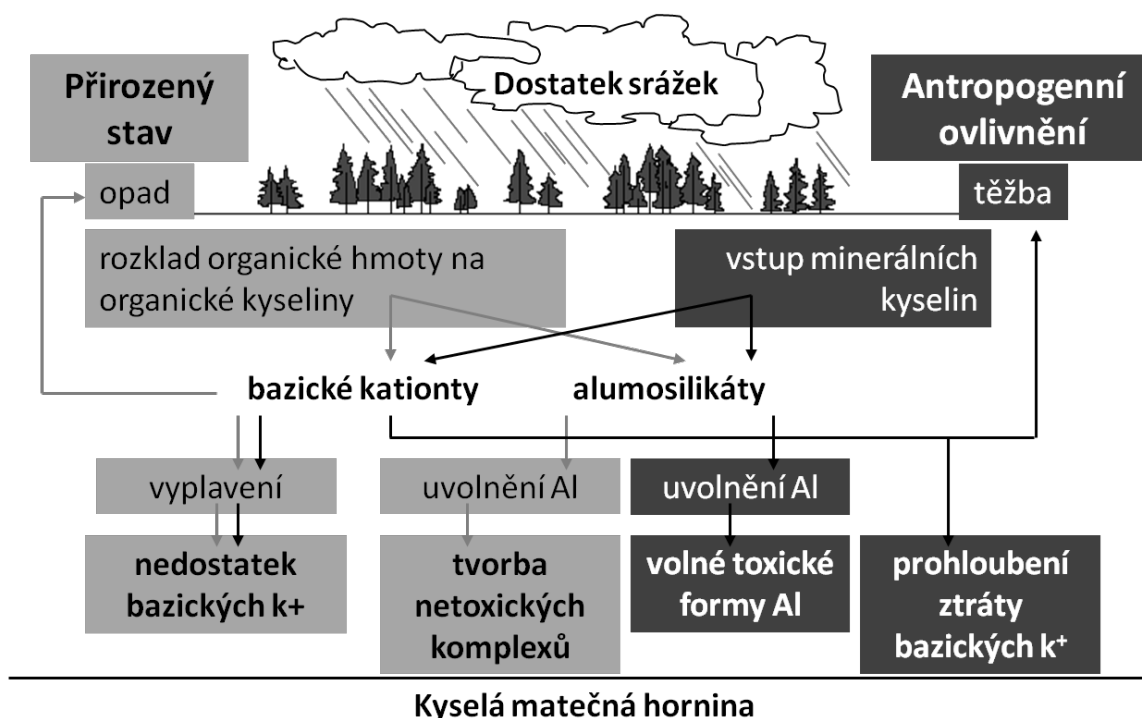
hnojiva, komposty, sláma, kaly, aktivované uhlí, syntetické pryskyřice). V případech výrazných kontaminací například v důsledku havárií je nutno přistoupit k razantnějším opatřením. Ta lze provádět přímo v místě, nebo lze kontaminovanou zeminu odtěžit, přemístit na vhodnější místo a tam provést opatření. Na místě lze kontaminovanou půdu izolovat od okolního prostředí a zabránit tak kontaminaci povrchových a podzemních vod. Lze provést i takzvanou solidifikaci či vitrifikaci půdy (**Solidifikace** (zpevnění) je technologický proces, spočívající ve stabilizaci vhodnými přísadami, které sníží možnost vyluhování nebezpečných prvků a sloučenin z matrice. **Vitrifikace** (z lat. vitrum sklo) je označení pro zatavení do podoby skla, čímž se zamezí šíření kontaminace do okolního prostředí). Tím se půda nevratně zničí, ale rizikové látky zůstanou pevně a stabilně poutány uvnitř vzniklé zpevněné vrstvy. Tato opatření lze provádět i s odtěženou zeminou. U té je ale možné i vymytí kontaminantu, či extrakce konkrétních půdních částic, na něž je kontaminant poután.

6.6. ACIDIFIKACE

Acidifikace (okyselování) půd je přirozený proces, jehož intenzita je podmíněna především klimatickými a geologickými poměry. Nejkyselejší půdy se utvářejí na kyselých horninách v prostředí nízkých průměrných ročních teplot a tedy pomalého zvětrávání a v oblastech vysokých úhrnů srážek. Tyto podmínky jsou optimální pro růst jehličnatých dřevin, jejichž kyselý opad acidifikaci prohlubuje, ale zároveň vytváří prostředí s dostatkem organických látek, které určité negativní dopady okyselení snižují (viz dále vazba hliníku do organických komplexů).

Přirozený stav acidifikace je již řadu let narušován lidskou činností. Emise oxidu siřičitého ze spalování nekvalitního uhlí nebo oxidů dusíku ze spalovacích motorů jsou v atmosféře v přítomnosti vody přeměněny na kyseliny (siřičitá, sírová, dusičná). Do půd tak vstupují v hojném množství kyseliny, které se v přirozeném prostředí vyskytují pouze minimálně. Pěstování jehličnatých porostů mimo oblasti jejich klimatického optima rovněž ovlivňuje úroveň acidifikace a v neposlední řadě i odnos bazických kationtů s biomasou půdy také okyseluje.

Prvními negativními projevy acidifikace v půdách jsou vyčerpání bazických iontů a snížení jejich pH. To má již samo o sobě negativní vliv na vegetaci, která má omezenou dostupnost živin (kapitola 3.3.2, obr. 3.13). Důsledkem tohoto procesu je ale i zrychlení zvětrávání alumosilikátů doprovázené masivním přechodem hliníku z pevné fáze do fáze mobilní a potenciálně toxické (obr. 6.3). „Normální“ zvětrávání alumosilikátů prostřednictvím kyseliny uhličité nebo řady organických kyselin je základním mechanismem procesu podzolizace a zdrojem hliníku v půdě. Zajišťuje však pouze krátkodobou mobilizaci tohoto prvku. Pokud se Al naváže na organické komplexy, přestává být toxický. Antropogenní acidifikace, zapříčiněná depozicí minerálních kyselin (H_2SO_4 a HNO_3), může způsobit jeho dlouhodobější a intenzivnější mobilizaci. Tím dojde ke zvýšení jeho koncentrace v půdním roztoku a v povrchových vodách. Hliník pak může zaujímat až 70 % kapacity výměnného sorpčního komplexu acidifikací zasažených půd.



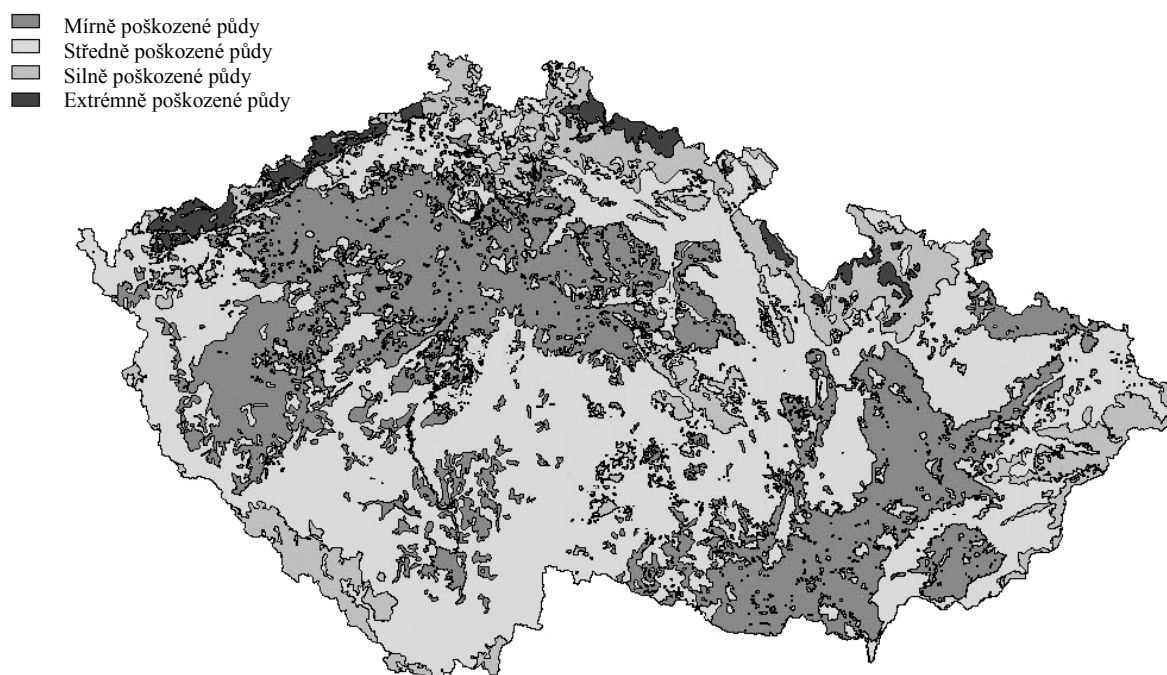
Obr. 6.3: Mechanismy přirozené a antropogenní acidifikace. V přírodních podmínkách (šedé rámečky) dochází k přirozené acidifikaci v důsledku zvětrávání kyselé matečné horniny při dostatku srážek a často pod jehličnatými porosty. Důsledkem je vyplavení bazických iontů (částečně kompenzované rozkladem organického materiálu a zvětráváním) a přechod hliníku do mobilních forem především organokovových netoxických komplexů. Lidská činnost (černé rámečky) vnáší do systému prostřednictvím kyselé depozice minerální kyseliny a prohlubuje acidifikaci a vyplavování bází. K další ztrátě bází dochází těžbou porostů. Minerální kyseliny s minimálními komplexačními schopnostmi způsobují mobilizaci hliníku do toxických iontových forem.

V kyselém prostředí se Al vyskytuje jako oktaedrální hexahydrát, $[\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_6]^{3+}$, který je vesměs v literatuře označován jako Al^{3+} . Obecně se předpokládá, že Al^{3+} je hlavní toxickou formou a jeho fytotoxicita je závislá na koncentraci v bezprostřední blízkosti kořenového systému. Při zvýšení pH nad 5 se vytváří $[\text{Al}(\text{OH})]^{2+}$ a $[\text{Al}(\text{OH})_2]^+$. A konečně při vzestupu pH do zásadité oblasti je díky amfoternímu charakteru Al převládající formou $[\text{Al}(\text{OH})_4]^-$. Toxicita těchto forem je menší než u Al^{3+} .

Acidifikace půd má rovněž za následek změny v chování některých dalších rizikových prvků. Citlivost prvků na změny pH vzrůstá v řadě Cr(III), Tl, Pb, Cu, Cd, Zn, Ni. Skupina prvků Cd, Zn, Ni může efektivně vstupovat do půdního roztoku již při mírné změně pH (rozmezí 5–7), zatímco prvky na opačné straně řady jsou z hlediska změn pH poměrně stabilní.

Okyselování půd je problematické u půd lesních i zemědělských. V zemědělských půdách k němu člověk přispívá mimo depozice i používáním fyziologicky kyselých hnojiv (síran amonný, draselná hnojiva, aj.). U těchto půd je však snazší jejich stav upravovat a měnit pravidelnými agrotechnickými opatřeními. Lesy tato pravidelná opatření neumožňují a navíc bývají často předmětem ochrany a meliorační zásahy do nich jsou buď zcela vyloučené, nebo musí být velice citlivé. Z tohoto pohledu se tedy jeví lesní ekosystémy jako ohroženější. Rovněž lze konstatovat, že acidifikace je obecně přijata jako jeden z hlavních faktorů podílejících se na zhoršeném stavu lesních porostů v Evropě i Severní Americe. Tento typ poškození porostů se objevil až po poklesu koncentrací acidifikantů v atmosféře, tedy po hlavní vlně přímého poškození kyselými dešti a bývá proto nazýván jako **nové poškození**.

lesů. Za jeho příčinu je obecně považováno okyselení půd, nedostatek Ca a hlavně Mg, přebytek N (viz dále v kapitole 6.7 Eutrofizace) a toxické působení volného Al^{3+} . Rozsah poškození půd acidifikací na území ČR dokládá obr. 6.4.



Obr. 6.4: Úroveň poškození půd acidifikací na území ČR (Hruška, Cienciala, 2001).

Acidifikace však není problém pouze půdního prostředí a vegetace. Výrazné problémy působí i ve vodách potoků, řek a jezer. Všechny její důsledky (nízké pH, vysoké obsahy Al a dusičnanů) tyto systémy výrazně ovlivňují. Vodní ekosystémy velice citlivě reagují na změny chemismu. Například pstruh potoční z horských potoků a jezer na řadě míst zcela vymizel a to i tam, kde okolní lesy nevykazovaly žádné známky poškození.

Opatření ke snížení acidifikace je možné rozdělit do tří skupin. Jedná se v první řadě o další snižování emisí a depozice acidifikantů, dále pak o biologická opatření a v neposlední řadě o chemické úpravy půd.

Biologická či agrotechnická opatření jsou v případě zemědělských půd chápána jako omezené zpracování půdy, výběr a střídání plodin a ponechávání posklizňových zbytků. Všechna tato opatření omezují acidifikaci půd. Například vynecháním kypření půdy se sníží mineralizace a nitrifikace a tento zdroj okyselujících složek se výrazně omezí. Střídání plodin vede k menšímu odčerpání živin z půdy a ponechání posklizňových zbytků k jejich částečnému návratu do půdy. Dále lze zvyšovat v kyselých půdách obsah organické hmoty, a to zejména v kompostované formě s dostatkem bazických kationtů. Je tak možné snížit toxicitu hliníku vytvořením komplexů tohoto iontu s půdní organickou hmotou. Dobré hospodaření s organickou hmotou vede v kyselých půdách nejen ke snížení toxicity hliníku, ale též ke zlepšení přístupnosti fosforu a udržení vysoké hodnoty kationtové výměnné kapacity.

Biologickou meliorací lesních ekosystémů se rozumí změna hospodaření. Nahrazení holosečných způsobů těžby výběrným hospodařením zabrání zrychlení mineralizace a ztrátě živin na holinách. Těžba pouze kmenů, tedy ponechání klestu a kůry v porostu, zajistí částečný návrat živin do půdy. Nahrazení smrkových monokultur listnatými nebo smíšenými cílovými porosty (mimo klimaxové smrčiny) či v případě imisních holin melioračními

dřevinami rovněž může okyselování půd snížit. Biologická meliorace, i když je její pozitivní efekt z řady prací zřejmý, je velice pomalý proces a není jisté, zda systémy dovede do původního stavu.

Za chemickou meliorací je považována aplikace hnojiv za účelem udržení či zvýšení pH půdy a zásoby živin. Hlavním melioračním opatřením je vápnění půd. Rozlišujeme vápnění udržovací, jehož cílem je udržovat hladinu pH a živin na téže úrovni, a vápnění meliorační, jehož cílem je úroveň pH i obsahů živin zvýšit.

V lesním hospodářství se nejvíce využívá vápnění a hnojení dolomitickým vápencem nebo i dolomitem, pokud je hlavním cílem vylepšit stav hořčíku v půdě. Nedostatek Mg je jedním z viditelných projevů takzvaného nového poškození lesů (žloutnutí starších ročníků jehlic). Pro speciální případy je možno využít i vícesložková hnojiva.

Vápnění má na půdu mnohostranný účinek. Obvykle vede ke zvýšení hodnot pH, vyššímu nasycení sorpčního komplexu bazickými kationty. Jedná se však o časově omezený efekt. Současně vápnění přináší řadu rizik. Jedná se o zásah do ekosystému, který ovlivní druhové složení půdní fauny, mykorhizních společenstev, ale i bylinného patra. Může vést ke zrychlení mineralizace, což způsobí snížení zásoby humusu v lesní půdě. S rostoucími účinky vápnění rostou ztráty dusíku, mění se tedy poměr C/N. Rovněž může dojít k mobilizaci některých rizikových prvků a může se projevit deficit bóru. Uvádí se též, že v důsledku povrchového vápnění dochází k zplošťování kořenového systému, protože kořeny se soustředí do chemicky příznivějších svrchnějších vrstev půdy. To pak snižuje stabilitu celých porostů a zvyšuje jejich náchylnost k mrazu a suchu.

6.7. EUTROFIZACE

Eutrofizace prostředí obecně znamená, že je zvýšen stav živin v ekosystému oproti stavu normálnímu, přirozenému. Může se jednat o zvýšení obsahu dusíku, ale i fosforu či draslíku, nebo o nevyváženou zásobu živin, často dusíku na úkor hořčíku. U zemědělských půd problém nenastává, naopak zvýšení obsahu živin vedoucí k vyšší produkci bývá vítáno.

Eutrofizace a saturace lesních či vodních ekosystémů dusíkem je však v řadě oblastí výraznou hrozbou. Vodní i suchozemské ekosystémy neovlivněné lidskou činností dospívají po dlouhodobém vývoji k rovnovážnému stadiu, kdy je jejich další rozvoj a růst limitován prvkem, který je oproti ostatním živinám nejméně dostupný. Pro neobdělávané půdy a lesy bývá často tímto limitujícím prvkem N. Za ustálených podmínek je většina N dodaného do ekosystému srážkami, suchou depozicí i vnitřními zdroji (mineralizace organické hmoty v půdách a sedimentech, biologická fixace vzdušného N_2) využita vegetací a mikroorganismy. Jestliže však do takového systému začne vstupovat více N, než odpovídá původnímu rovnovážnému stavu, začne se ustavovat nová rovnováha. Větší přísun N z počátku zvyšuje biologickou produktivitu ekosystému a ovlivňuje druhové složení vegetace ve prospěch rostlin náročnějších na spotřebu N a snižuje jeho diverzitu. Známými příklady jsou změny lučních společenstev v případě aplikace dusíkatých hnojiv, změny bylinného patra lesů, kde mizí druhy vázané na chudá stanoviště (typicky brusinka) a rozšiřují se nitrofilní často nepůvodní druhy (kopřivy, netýkavky), nebo zvýšená produktivita severských lesů vlivem zvýšené atmosférické depozice N. Rovněž bylo prokázáno, že nadbytek N snižuje výskyt mykorhizních interakcí. Na velikost podílu N, který je v ekosystémech spotřebován organismy, má vliv řada faktorů. Kromě úrovně depozice N je to především druh a hustota vegetačního pokryvu a stadium jeho rozvoje. Rostoucí společenstva odebírají více N než klimaxová. Dále se uplatňují mocnost a typ půd a klimatické parametry, zejména jejich výkyvy. Jakmile jednou dospěje ekosystém do stadia, kdy přestane být schopen využívat dostupný N, vzrůstá jeho odnos především ve formě dusičnanů.

Zvýšená koncentrace dusičnanového aniontu v odtoku z půd je kompenzována vyplavováním bazických kationtů (Ca a zejména Mg). Zde dochází k propojení procesu

acidifikace a eutrofizace. Půdy jsou ochuzovány o důležité živiny, což může limitovat další růst lesa (žloutnutí porostů jako typický ukazatel „nového poškození lesů“), snížit odběr N a dále prohlubovat saturaci dusíkem. Kromě toho volné dusičnany mobilizují hliník a zvyšují jeho koncentraci v půdních roztocích. Tím se zvyšuje toxicita Al vůči kořenovému systému stromů, klesá produktivita systému a tím odběr N. Opět se tím zvyšuje množství nespotřebovaného N, odtok dusičnanů roste a dále se prohlubuje saturace systému dusíkem i při stabilní úrovni jeho depozice. Navíc vyplavování bazických kationtů vlivem zvýšených odtoků dusičnanů dále okyseluje půdy bez ohledu na úroveň kyselé atmosférické depozice. Kromě rychlého snižování kvality půd pro lesní porosty tak saturace dusíkem významně přispívá i k dalšímu okyselování půd a povrchových vod takto postižených oblastí.

Nadbytek dusíku má ještě jeden negativní aspekt. Zvyšuje rychlost růstu stromů. Stromy mají na jedné straně nadbytek dusíku, na druhé nedostatek bazických kationtů vyplavených kyselým deštěm z půd. Při rychlejším růstu, který je v Evropě prokázán od 50. let 20. století, vznikají disproporce ve výživě. Takto rychle rostoucí smrkové dřevo špatně vyzrává, délkové přírůsty jsou enormně velké a stromy jsou velmi náchylné k mechanickému poškození – velmi snadno se lámou při silných větrech, námraze či mokřem sněhu. Také bylo prokázáno, že zvýšené množství dusíku v tkáních stromů je velmi atraktivní pro patogenní škůdce – dusíkem bohaté tkáně jsou pro ně energeticky velmi atraktivní.

Podle současných poznatků je pro středoevropské lesy kritickou zátěží, po níž k saturaci systémů dochází, zhruba $10 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$. Jedná se o hodnotu orientační, pro jednotlivé citlivé druhy je nižší. Například švédské zdroje nově udávají pro brusinku, jako typický indikátor eutrofizace boreálních lesů, hodnotu kritické zátěže pouze $6 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$. Pokud je překročena, brusinka dlouhodobě mizí. Průměrná hodnota celkové depozice dusíku dnes v ČR činí zhruba $15 - 20 \text{ kg N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$.

6.8. SALINIZACE

Speciálním případem chemické degradace půd je salinizace, neboli zasolení půd. Jedná se o zvýšení koncentrace rozpustných solí v určitých půdních horizontech. Tento proces je přirozený v přímořských oblastech, v oblastech solných ložisek a v aridních oblastech, kde je výpar výrazně vyšší než celkové úhrny srážek. V půdách tak dominuje vzlínání vody nad vsakem. Tato vzlínající voda s sebou k povrchu vynáší rozpuštěné soli. Sama se z povrchu půdy vypaří a soli se zde akumulují. Zasolení mohou způsobit soli chloridové (NaCl , MgCl_2 , CaCl_2), síranové (Na_2SO_4), uhličitánové (Na_2CO_3) či jejich kombinace.

Negativním důsledkem salinizace je rozplavení půdní struktury v důsledku nadbytku jednomocných iontů, vznik půdního škraloupu mechanicky poškozujícího pletiva prorůstajících rostlin a dále i vlastní vysoká koncentrace rozpuštěných solí v půdním roztoku. Takový půdní roztok je pro řadu rostlin toxický. Zasolení může vést i k takzvanému fyziologickému suchu, kdy rostlina schne i při vyšších vlhkostech půdy, neboť není schopna přijmout koncentrovaný půdní roztok. Některé rostliny přirozeně rostoucí v aridních nebo přímořských oblastech jsou na vysoké koncentrace solí v půdním roztoku adaptovány (halofyty).

Antropogenní salinizace může být způsobena nadměrnou aplikací minerálních hnojiv, rozmrazovacích solí, intenzivním zavlažováním minerálně bohatou vodou, ale například i změnami klimatu ve smyslu zvyšování teplot, a častějšími obdobími sucha. V rámci České republiky je tento typ poškození půd spíše lokální.

Jedinou možností nápravy již poškozené půdy je vymývání solí vodou, což je použitelné spíše u mimořádných lokálních havárií.

6.9. LEGISLATIVA V OCHRANĚ PŮDY

Česká republika se připojila k celé řadě mezinárodních úmluv, ve kterých je ochrana půd zakotvena. Jedná se například o **Kjótský protokol** (1997 Kjoto, Conference of Parties (COP 1)), který se sice primárně týká ochrany ovzduší, ale vzhledem k již dříve zmiňované sekvestraci uhlíku se dotýká i půdního prostředí. Přímou uvádí, že sekvestrace uhlíku v zemědělské půdě může s využitím vhodných postupů zmírnit změny klimatu. Mezinárodní klimatická konference v Paříži 2015 (COP 21) revidovala tento protokol. Cílem bylo po více než 20 letech jednání OSN dosáhnout pevné, právně závazné a univerzální dohody o klimatu, s jednotným cílem udržet globální oteplování pod určitou hranicí. Evropská unie hodlá do roku 2030 snížit emise CO₂ o 40 % oproti roku 1990. Další je **Úmluva o biologické rozmanitosti** (1992 Rio de Janeiro). V ní je deklarována snaha o udržení druhové rozmanitosti společenstev. Je jasné, že všechny terestrické ekosystémy jsou s půdou neoddelitelně spojeny a tedy i jejich diverzita s ní úzce souvisí. Česká republika se rovněž připojila k **Úmluvě OSN o boji proti desertifikaci v zemích postižených velkým suchem a/nebo desertifikací, zejména v Africe** (1994 Paříž). Řeší nejen vlastní desertifikaci zejména v Africe, ale degradaci půd obecněji v celém světě. Rovněž jsme signatáři **Evropské charty o půdě** (1972 Rada Evropy) a **Světové charty o půdě** (1982 FAO OSN, rovněž revidované v roce 2015), která půdu označuje jako naše společné dědictví, představující nenahraditelný, avšak snadno poškoditelný přírodní zdroj, který je třeba chránit. Půda je podle ní základem života na Zemi, ale tlak na její využívání jako zdroje dosahuje kritických hodnot. Základní snahou nás všech by mělo být trvale udržitelné využívání půdy a náprava již způsobených škod. Vymezuje cíle pro jednotlivce, vědce, vlády a mezinárodní organizace. Jedním z hlavních cílů je pak implementace základních principů trvale udržitelného využívání a ochrany půdy do legislativy. **Sedmý akční program pro životní prostředí do roku 2020** přijatý Evropskou unií cílí na ochranu, zachování a zlepšení přírodního kapitálu Unie, kam půda neodmyslitelně patří, dále na účinnější využívání přírodních zdrojů a konkurenceschopné nízkouhlíkové hospodářství a v neposlední řadě na ochranu občanů Unie vůči škodlivým vlivům na jejich zdraví. Je to ovšem pouze systém doporučení. V letech 2006–2013 byla Evropskou unií připravována Evropská směrnice pro ochranu půd, která by byla závazným podkladem pro vznik legislativních norem v jednotlivých členských státech. Bohužel tato směrnice nebyla přijata, a proto je existence či absence legislativy ve vztahu k ochraně půdy nadále v rukou zákonodárců jednotlivých zemí.

V České republice je ochrana půdy roztržena do řady právních předpisů. Do zvláštních zákonů a do gesce různých ministerstev je rozdělena ochrana půdy zemědělské (Ministerstvo životního prostředí) a půdy lesní (Ministerstvo zemědělství). **Zákon o ochraně zemědělského půdního fondu (ZPF)** definuje půdu jako základní bohatství země, nenahraditelný výrobní prostředek umožňující zemědělskou výrobu a jako jednu z hlavních složek životního prostředí. Tento zákon se zabývá ochranou zemědělské půdy před jejím zábořem, erozí i kontaminací. Je doplněn řadou vyhlášek vymezujících třídy ochrany půd, ceny za vynětí ze ZPF, nejvyšší přípustné obsahy škodlivin, pokuty aj. Obdobným způsobem řeší ochranu lesních půd **Zákon o lesích**. Dále se ochrana půdy promítá například do Zákona o ochraně přírody a krajiny, Zákona o posuzování vlivů na životní prostředí, Zákona o odpadech (aplikace kalů do půdy), Zákona o pozemkových úpravách, Zákona o vinohradnictví a vinařství, Zákona o ochraně veřejného zdraví atd. Hlava VIII **Trestního zákoníku** vymezuje trestné činy proti životnímu prostředí (18 paragrafů) a ochrana životního prostředí je řešena i **Zákonem o přestupcích**. Z tohoto krátkého a neúplného výčtu je zřejmé roztržité nastavení ochrany půdy.

7. POUŽITÁ LITERATURA

- Brady, N.C., Weil, R.R. (2008) The Nature and Properties of Soils. Pearson Prentice Hall, New Jersey.
- Hruška, J., Cienciala, E. (eds.) (2001) Dlouhodobá acidifikace a nutriční degradace lesních půd – limitující faktor současného lesnictví. Ministerstvo životního prostředí, Praha.
- IUSS (2014): World Reference Base for Soil Resources. World Soil Resources Reports No. 106. Rome, FAO.
- Němeček, J., Mühlhanslová, M., Macků, J., Vokoun, J., Vavříček, D., Novák, P. (2011) Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. ČZU v Praha.
- Russell, E.W (1973) Soil Conditions and Plant Growth. Longman, London.
- Stevenson, F.J. (1994) Humus Chemistry, Genesis, Composition, Reactions. 2nd Ed. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Šantrůčková, H., Kaštovská, E., Bárta, J., Miko, L., Tajovský, K (2018) Ekologie půdy. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, České Budějovice.
- Šarapatka, B. (2014) Pedologie a ochrana půdy. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.

Název: Základy pedologie a ochrany půdy

Autor: Ing. Lenka Pavlů, Ph.D.

Vydavatel: Česká zemědělská univerzita v Praze

Určeno: pro posluchače bakalářských i magisterských oborů všech fakult ČZU

Počet stran: 76

Vydání: první

Rok vydání: 2018

ISBN 978-80-213-2876-1