

**Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Geologie



Helena Kindlová

Mobilita stopových prvků v tropických půdách
Mobility of trace elements in tropical soils

bakalářská práce

Vedoucí závěrečné práce: Doc. RNDr. Vojtěch Ettler, Ph.D.

Praha 2011

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne

Podpis

Poděkování

Nejprve bych chtěla poděkovat vedoucímu bakalářské práce doc. RNDr. Vojtěchu Ettlerovi, Ph.D. za trpělivost, obětavé konzultace a pomoc při tvorbě bakalářské práce. Dále bych chtěla poděkovat panu prof. RNDr. Janu Němečkovi, DrSc. za konzultaci na půdě České zemědělské univerzity. Velký dík patří mé rodině a přátelům, kteří mě podpořili při psaní bakalářské práce.

Obsah:

1. ÚVOD	1
2. TAXONOMIE TROPICKÝCH PŮD	1
2.1 Klasifikace půd dle FAO	1
2.1.1 Acrisols	1
2.1.2 Ferralsols	1
2.1.3 Nitisols	3
2.1.4 Lixisols	3
2.2 Americká půdní klasifikace	3
2.3 Česká půdní klasifikace	3
3. CHARAKTERISTIKA TROPICKÝCH PŮD	4
3.1 Podmínky výskytu	4
3.1.1 Prostředí	4
3.1.2 Půdotvorný substrát.....	5
3.2 Geneze	5
3.2.1 Feralitizace a kaolinizace	5
3.2.2 Argilizace	7
3.2.3 Diagnostické horizonty jako výsledek procesů feralitizace, kaolinizace a argilizace	7
4. SVĚTOVÉ ROZŠÍŘENÍ FERALSOLŮ, LIXISOLŮ, ACRISOLŮ A NITISOLŮ	9
4.1 Asie	9
4.2 Evropa	9
4.3 Afrika	9
4.4 Austrálie a Nový Zéland	12
4.5 Severní Amerika	12
4.6 Jižní Amerika	12
5. STOPOVÉ PRVKY V TROPICKÝCH PŮDÁCH	13
5.1 Vstup stopových prvků do půdního systému	13
5.2 Formy výskytu rizikových prvků	15
6. FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ MOBILITU STOPOVÝCH PRVKŮ V TROPICKÝCH PŮDÁCH.....	15
6.1 Složky tropických půd ovlivňující mobilitu stopových prvků	15
6.1.1 Jílové minerály	15
6.1.2 Oxidy a hydroxidy Fe a Al	17
6.1.3 Organická hmota	17
6.2 Děje probíhající na fázovém rozhraní	17
6.3 Vazba rizikových prvků v tropických půdách - příkladové studie	18
6.3.1 Vazba stopových prvků na jílové minerály	18

6.3.2 Oxidy a hydroxidy Fe, Al a Mn a jejich interakce se stopovými prvky	19
6.3.3 Organická hmota	19
7.ZÁVĚR	20

Seznam obrázků:

Obr. 1: Fotografie typického půdního profilu půdním typem Oxisol.	2
Obr. 2: Fotografie typického půdního profilu půdním typem Ultisol.	2
Obr. 3: Profil tropickou silně zvětralou půdou.	6
Obr. 4: Stabilitní diagram pro systém $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ při 25 °C.	6
Obr. 5: Argilický horizont, Texas.	8
Obr. 6: Jílové povlaky na zrnech písčité frakce tvořící argilický horizont.	8
Obr. 7: Světové rozšíření lixisolů.	10
Obr. 8: Světové rozšíření ferralsolů.	10
Obr. 9: Světové rozšíření nitisolů.	11
Obr. 10: Světové rozšíření akrisolů.	11
Obr. 11: Struktura jílových minerálů.	16
Obr. 12: Komplexace na vnitřní sféře, vnější sféře a v difúzní vrstvě.	18

Seznam tabulek:

Tab. 1: Srovnání klasifikačních systémů.....	4
Tab. 2: Obsahy Cd, Cu, Ni, Pb a Zn v brazilských ferralsolech vyvinutých na různých matečných horninách.	13
Tab. 3: Sorpční vlastnosti fylosilikátů.	17

1. ÚVOD

Rostoucí význam průmyslu a zemědělství v tropických oblastech zvyšuje riziko zatížení půd těchto oblastí stopovými prvky. Hlavně prvky jako měď (Cu), kobalt (Co), chrom (Cr), zinek (Zn), olovo (Pb), nikl (Ni) a další mohou při určitých koncentracích působit toxicky na organismy. Mezi zdroje rizikových prvků patří hlavně metalurgický průmysl, spalování fosilních paliv v tepelných elektrárnách, chemický průmysl, spalování odpadů, doprava a zemědělství. Mnoho autorů se zabývalo mobilitou stopových prvků v půdách mírného pásu. Půdy tropického pásu však mají většinou značně odlišné vlastnosti a množství prací týkajících se mobility stopových prvků v půdách tropů je nízké. Cílem této práce je provést rešerši odborné literatury, která se zabývá mobilitou rizikových prvků ve velmi zvětralých tropických půdách, seznámit se s problematikou výskytu a geneze těchto půd a poznat jejich vlastnosti ovlivňující právě mobilitu stopových prvků.

2. TAXONOMIE TROPICKÝCH PŮD

Existuje řada půdních klasifikačních systémů, které vznikaly a jsou stále pravidelně aktualizovány v různých částech světa. V této kapitole budou zmíněny nejčastěji používané klasifikace, z nichž budou vybrány pouze půdní typy silně zvětralých půd převážně se vyskytujících v humidních tropech, jimiž se tato práce bude zabývat.

2.1 Klasifikace půd dle FAO

Publikace „World reference base for soil resources 2006“ vydaná Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) popisuje klasifikaci půd, kterou se v dalších textových částech bude řídit i tato práce. Pro humidní tropické oblasti rozlišuje několik základních půdních typů: Acrisols, Nitisols, Ferralsols a Lixisols.

2.1.1 Acrisols

Jako Acrisols jsou označovány půdy s vyšším obsahem jílu ve spodních partiích profilu. Je to dáno hlavně pedogenetickým procesem zvaným přemísťování jílu (FAO, 2006), tedy pohybem částic velikosti $< 0,2 \mu\text{m}$ svislým směrem a tím obohacení určité části profilu (Smolíková, 1982). Tento proces vede ke vzniku tzv. argilického horizontu. Acrisols mají nízkou bazickou saturaci a obsahují jíly nízké aktivity.

2.1.2 Ferralsols

Ferralsols označují červené či žluté, velmi zvětralé půdy vlhkých tropů, obsahující tzv. feralický horizont.



Obr. 1: Fotografie typického půdního profilu půdním typem Oxisol (USDA, 1999).



Obr. 2: Fotografie typického půdního profilu půdním typem Ultisol (USDA, 1999).

Tyto půdy nemají znatelné hranice mezi horizonty. Z jílové frakce jsou dominantní jíly nízké aktivity (hlavně kaolinit) a jsou charakteristické vysokým obsahem oxyhydroxidů (FAO, 2006).

2.1.3 Nitisols

Nitisols jsou hluboké, tropické půdy červené barvy, dobře drenované. Hranice horizontů jsou difúzní. Jejich podpovrchový horizont (nitický) obsahuje nejméně 30% jílu a tvoří se v něm lesklé, ploché a ostré či oříškovité útvary. Nitisols jsou daleko lépe zemědělsky využitelné než ostatní tropické půdy i přesto, že míra zvětrání je poměrně pokročilá (FAO, 2006).

2.1.4 Lixisols

Lixisols mají, podobně jako Acrisols, vysoký obsah jílu nízké aktivity ve spodních částech profilu (argilický horizont). Na rozdíl od nich se vyznačují vysokou bazickou saturací (FAO, 2006).

2.2 Americká půdní klasifikace

Americká půdní taxonomie se v současné době řídí druhým vydáním „Soil Taxonomy“ vydané USDA (United States Department of Agriculture) v roce 1999. „Soil Taxonomy“ rozlišuje dva základní půdní typy tropických půd Oxisols a Ultisols (Obr.1 a Obr.2).

V Oxisols je většina minerálů kromě křemene přeměněná na kaolinit a volné oxidy. Mají tedy velmi nízkou aktivitu jílové frakce. Ultisols nesou znaky procesu přemísťování jílu a intenzivního vyluhování. Obsahují argilický horizont. Nasycení bázemi je nízké (méně než 35%) a s hloubkou se snižuje.

2.3 Česká půdní klasifikace

Současný český klasifikační systém půd tropické půdy nezahrnuje. Starší práce se jimi ovšem zabývají. Přehled takových půdních typů je například uveden v práci Smolíkové (1982), kde jsou tyto půdy rozděleny na latosoly a plastosoly. Latosoly představují produkty allitického zvětrávání, tedy hromadění hydrátů a oxidů hliníku a železa v horních částech půdního profilu. Plastosoly jsou pak produkty sialitického zvětrávání, tedy tvorby jílových minerálů. Němeček (1990) vychází ze světových půdních taxonomií. Tropické půdy řadí do oddělení „Vyvinuté polydominantní půdy silně až velmi silně zvětralé“ a dělí je na tři třídy: ultisoly, nitosoly a oxisoly.

V této práci bude použita nomenklatura uvedená v Tab. 1.

Tab.1: Srovnání klasifikačních systémů. Upraveno podle FAO 2006 a Němeček 1990.

FAO (2006)	Soil Taxonomy USDA (1999)	Jiné klasifikace	Nomenklatura použitá v této práci
<i>Nitisols</i>	kandické velké skupiny <i>Alfisols</i> a <i>Ultisols</i> a různé velké skupiny <i>Inceptisols</i> a <i>Oxisols</i>	<i>Nitossolos</i> (Brazílie) <i>Sols Fersialitiques</i> nebo <i>Ferrisols</i> (Francie)	<i>nitisoly</i>
<i>Ferralsols</i>	<i>Oxisols</i>	<i>Latosolos</i> (Brazílie) <i>Sols ferralitiques</i> (Francie) <i>latosoly</i> (Smolíková 1982) <i>Latosole</i> (Německo)	<i>feralsoly</i>
<i>Acrisols</i>	<i>Ultisols</i> s nízkou aktivitou jílu	<i>Argissolos</i> (Brazílie) <i>Sols ferralitiques fortement ou moyennement désaturés</i> (Francie) <i>plastosoly</i> (Smolíková 1982) <i>Plastosole</i> (Německo)	<i>akrisoly</i>
<i>Lixisols</i>	<i>Latosols</i> nebo <i>Alfisols</i> s nízkou aktivitou jílu	<i>Argissolos</i> (Brazílie) <i>Sols ferralitiques faiblement désaturés appauvris</i> (Francie)	<i>lixisoly</i>

3. CHARAKTERISTIKA TROPICKÝCH PŮD

3.1 Podmínky výskytu

Téměř 40% plochy zemského povrchu leží v tropické oblasti ohraničené obratníky Raka a Kozoroha. S výjimkou vysokohorských oblastí v těchto oblastech nemrzne a ani průměrná teplota nejstudenějšího měsíce neklesá pod 18°C. Teploty v tropických oblastech jsou příčinou nepřetržitého vegetačního období. Rozhodující pro růst rostlin a také pro vývoj půd je zejména množství srážek a délka období sucha. Vznik jednotlivých půdních typů ovlivňuje také pozice v krajině či složení a struktura podložních hornin.

3.1.1 Prostředí

Akrisoly vznikají většinou na zvlněném či kopcovitém povrchu v oblastech vlhkých monzunových tropů, subtropů, někdy také v teplých oblastech mírného pásu. Vegetačním pokryvem těchto půd jsou převážně lesy. Feralsoly jsou typické spíše v rovinném až zvlněném terénu (FAO, 2006). Jsou to půdy raně pleistocénní nebo starší. Mohou se také vyskytovat na mladších površích a to buď na snadno zvětratelných horninách (FAO, 2006) nebo na redeponovaných zvětralinách (USDA, 1999). Feralsoly jsou vyvinuty ve vlhkých tropech, ale díky klimatickým změnám se dnes mohou nacházet i v sušších oblastech (USDA, 1999). Prostředí, kde vznikaly nitisoly, jsou velice různorodá od rovinných oblastí až po pahorkatiny ve vyšších nadmořských výškách. Vegetační pokryv může tvořit jak tropický deštný les tak savana (FAO, 2006).

Lixisoly jsou vyvinuty v tropickém až teplém mírném pásu s výrazným obdobím sucha, zejména na starých erozních či přeplavených površích. Většina lixisolů jsou polygenetické půdy vyvinuté na půdách původně vlhkých tropů (FAO, 2006).

3.1.2 Půdotvorný substrát

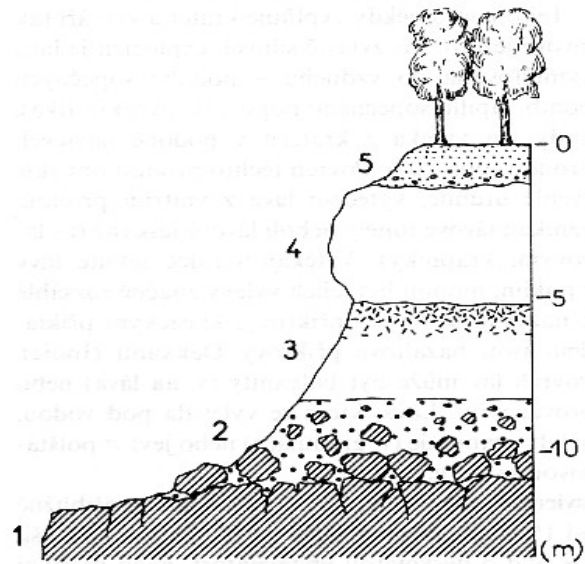
Feralsoly jsou častější na zvětralinách bazických hornin než na horninách bohatých křemíkem. Nitisoly se vyvinuly převážně na bazickém podkladu s možnou kontaminací mladšími vulkanickými produkty (hlavně popelem) (FAO, 2006). Výchozím materiálem lixisolů jsou půdy jako feralsoly či akrisoly, na kterých vegetace lesů ustoupila savanám (Němeček, ústní sdělení 2010).

3.2 Geneze

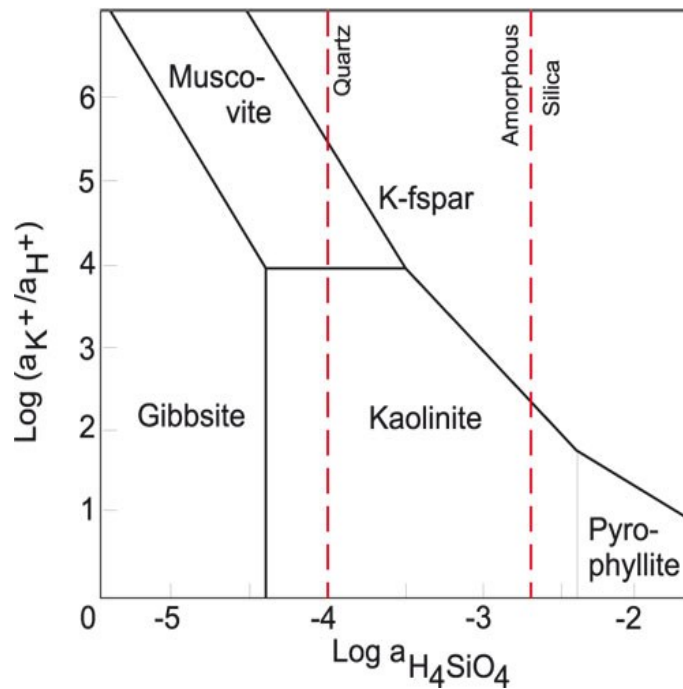
3.2.1 Feralitizace a kaolinizace

Proces silného zvětrávání vedoucí k tvorbě feralického horizontu je nazýván feralitizace. Nákres profilu vznikajícího těmito procesy je na Obr. 3. Dochází zde k odstranění křemíku z primárních minerálů a dokonce i z křemenea to procesem zvaným desilicifikace. Tento proces vede k relativnímu nahromadění oxidů a hydroxidů železa, manganu a hliníku (van Breemen a Buurman, 2003). V humidních tropech, kde docházelo ke tvorbě dnešních feralsolů, převažuje množství srážek nad evapotranspirací. Relativní rozpustnost a tím i relativní mobilita hlavních komponent (Si, Al, Fe a bází) je závislá na pH, Eh a obsahu organické hmoty. V povrchovém horizontu většiny takových půd jsou organické kyseliny rychle rozloženy a nahrazeny slabší H_2CO_3 , která netvoří komplexy a nemůže snížit pH půdy pod hodnotu 5. Následuje snadné vyluhování křemíku, který je při takových pH snadno rozpustný, a dojde k relativnímu nahromadění železa a hliníku v půdním substrátu. Migrace železa a hliníku v profilu je pak závislá na pH půdního roztoku a na míře zamokření celého profilu. Jak bude vývoj profilu pokračovat závisí na složení matečné horniny i na vývoji klimatu v této oblasti. Pojem feralitizace je spjatý s vývojem půd na mafických horninách, kaolinizace probíhá na méně propustných horninách felzických (van Breemen a Buurman, 2003). Proces kaolinizace lze jednoduše popsat v několika krocích, tak jak naznačuje práce van Breemena a Buurmana (2003). V první fázi, kdy je v mělké půdě zajištěn dostatečný odtok, jsou produkty zvětrávání z profilu snadno odstraněny. Velmi nízké koncentrace rozpuštěných látek dávají vzniknout goethitu (α -FeOOH) a gibbsitu $[Al(OH)_3]$, které jsou hlavními sekundárními minerály této fáze kaolinizace.

V další fázi je již zvětrávání pokročilé a profil půdy se prohlubuje. Koncentrace H_4SiO_4 jsou vyšší a jak je znatelné z diagramu na Obr. 4 dochází k tvorbě kaolinitu. Díky srážení kaolinitu dochází ke snížení pórové propustnosti půdy. Díky periodickému zamokření dochází k přemísťování železa a vzniku tzv. strakatých jílu (plintitu). Zvyšování koncentrace rozpuštěných látek umožní další vznik kaolinitu. Ve třetí fázi může dojít k erozi svrchních partií profilu, což vede ke snížení erozní báze a také hladiny podzemní vody. Zóna strakatých



Obr. 3: Profil tropickou silně zvětralou půdou (Petránek, 1993). (1. matečná hornina; 2. rozpadlá a navětralá matečná hornina; 3. jílovitý (kaolinický) horizont bělavé barvy – nahoře skvrnitě zbarvený oxidy železa a manganu; 4. laterit (= feralický horizont), často zpevněný; 5. půda s tropickým porostem, naspodu s konkracemi)



Obr. 4: Stabilitní diagram pro systém $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ při 25 °C (Drever, 1988)

jílů se posouvá níž a její mocnost se zvyšuje. Snížení hladiny podzemní vody pak umožní lepší drenáž svrchních partií profilu a tím srážení kaolinitu a opětovnou tvorbu gibbsitu. Na mafických horninách, s nižším obsahem SiO_2 , je upřednostněna tvorba gibbsitu nad kaolinitem. V takovém systému se vyskytují vyšší obsahy železa, což se odráží v červenější barvě půdy a v silnější struktuře profilu. Propustnější struktura půdy zabráňuje vzniku plintitu v takové míře, jako je tomu u felzických hornin (van Breemen a Buurman, 2003).

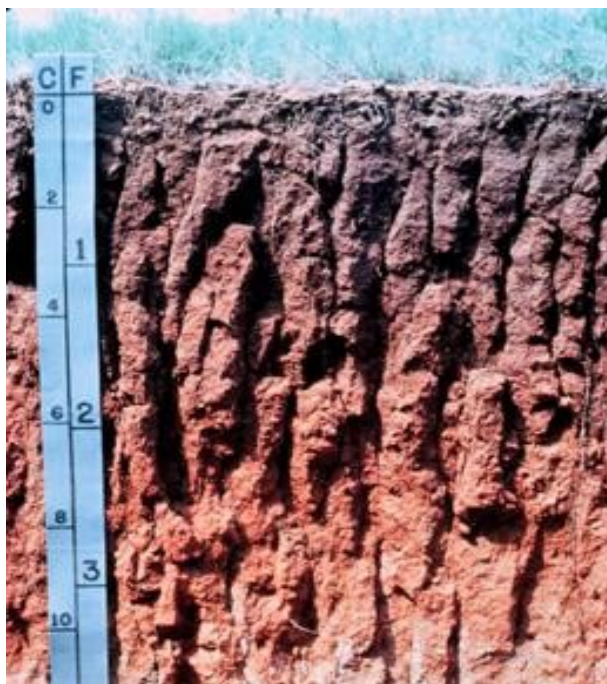
3.2.2 Argilizace

Argilizace je proces vedoucí k tvorbě horizontu, který je podpovrchový a vyznačuje se vyššími obsahy fylosilikátů jílové frakce oproti okolním horizontům. Tento horizont nazýváme argilický (argic horizon - FAO; argillic horizon – USDA) (Obr. 5). Jílové minerály, které se dostanou do suspenze, mohou migrovat napříč horizonty. V půdách, které jsou zasaženy obdobími sucha, je jílová suspenze při migraci zastavena díky absorpci půdního roztoku. Během tohoto procesu jsou jílové částice zachyceny, pokryjí povrch zrn písčité frakce (viz. Obr. 6) či vyplní jemné póry a orientují se svou delší stranou paralelně s povrchem, na kterém vytvoří jílový film. Přicházející voda období dešťů nedosahuje v těchto jemných pórech takové rychlosti, aby dokázala resuspendovat již usazené částice (USDA, 1999; Němeček, 1990).

V subtropích a tropech jsou půdy s argilickým horizontem vyvinuty na kaolinické kůře zvětrávání (Němeček, 1990). V humidních tropech je díky vysoké míře zvětrávání a nedostatku SiO_2 omezená tvorba jílových minerálů illitu a montmorillonitu (tzv. minerály typu 2:1). Ve zvýšené míře se zde tvoří kaolinit (tzv. minerály typu 1:1), oxyhydroxidy železa a gibbsit (USDA, 1999). Půdy s vysokým obsahem 2:1 jílových minerálů mají odlišné mineralogické složení povlaků a vnitřku těchto útvarů, zatímco u půd s jíly 1:1 jsou tyto koloidní povlaky mineralogicky identické se základní půdní masou. Nastává tak problém s odlišováním argilického horizontu od ostatních a také s identifikací jednotlivých půdních typů. Argilický horizont můžeme nacházet v podloží horizontu feralického i v původní pozici ve starých půdách či v přemístěném materiálu, například feralickém, s příměsí mladšího materiálu (Němeček, 1990).

3.2.3 Diagnostické horizonty jako výsledek procesů feralitizace, kaolinizace a argilizace

Feralický horizont (FAO) neboli oxický horizont (USDA) je více než 30 cm mocný, jemně zrnitý, písčitojílovitý horizont. Obsahuje méně než 10% zvětratelných minerálů ve frakci 0,05 až 0,2mm. Množství horninových úlomků je přípustné do 5% pokud nejsou pokryty povlaky oxyhydroxidů. Obsah jílu stoupá konstantně s hloubkou a díky vysoké stabilitě jílové frakce (cementace oxyhydroxidy) nedochází k pohybu jílu a tedy k jeho akumulaci v horizontu. Kationtová výměnná kapacita (KVK) (v 1 M roztoku NH_4OAc) je $< 16 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Efektivní KVK (EKVK) je $< 12 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ definováno jako suma vyměnitelných bází plus



Obr. 5: Argilický horizont, Texas (USDA, 1999).



Obr. 6: Jílové povlaky na zrnech písčité frakce tvořící argilický horizont (USDA, 1999).

výměnná acidita v 1 M roztoku KCl.

Argilický horizont může být vyvinut v různém prostředí. Pro humidní tropické klima jich rozeznáváme několik. Výrazný argilický horizont je typický pro akrisoly, lze zde jasně identifikovat akumulace koloidů na povrchu pedálních elementů a pórů (Němeček, 1990). Argilický horizont akrisolů má KVK nižší než $24 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Bazická saturace je v hlavní části profilu (50 až 100 cm) nižší než 50% (FAO, 2006). Lixicko-argilický horizont lixisolů je slabě vyvinut a vykazuje nízký obsah oxidů a hydroxidů železa. Niticko-argilický horizont nitisolů představuje přechod k horizontu feralitickému, obsahuje více volného železa (5-10%) a hliníku (1-2%) (Němeček, 1990). Struktura je blokovitá, rozpadající se na ostré ploché či oříškovité útvary s vysokým leskem. KVK je menší než $36 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ (často menší než $24 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$) a EKVK tvořící $\frac{1}{2}$ KVK.

4. SVĚTOVÉ ROZŠÍŘENÍ FERALSOLŮ, LIXISOLŮ, ACRISOLŮ A NITISOLŮ

Rozšíření jednotlivých půdních typů je znázorněno na světových pedologických mapách (viz. Obr. 7, Obr. 8, Obr. 9 a Obr. 10) vytvořených FAO v roce 1998.

4.1 Asie

Akrisoly a feralsoly jsou určující složkou několika jihoasijských regionů. V západním Ghátu (jihovýchodní pobřeží Indie), kde dominuje vlhké klima, se převážně vyskytují nitisoly a akrisoly. V dalších regionech jihovýchodní Asie se v horských oblastech nacházejí akrisoly, v nížinách pak přecházejí do feralsolů. Vlastní feralsoly se vyskytují pouze v indočínsko-malajském regionu. V Indonésii převažují akrisoly, na Filipínách se střídají s nitisoly a na Borneu, Celebu a Nové Guiney s feralsoly (Němeček, 1990). Lixisoly se v Asii nacházejí hlavně na území Indie a na jihovýchodě kontinentu (FAO, 2006).

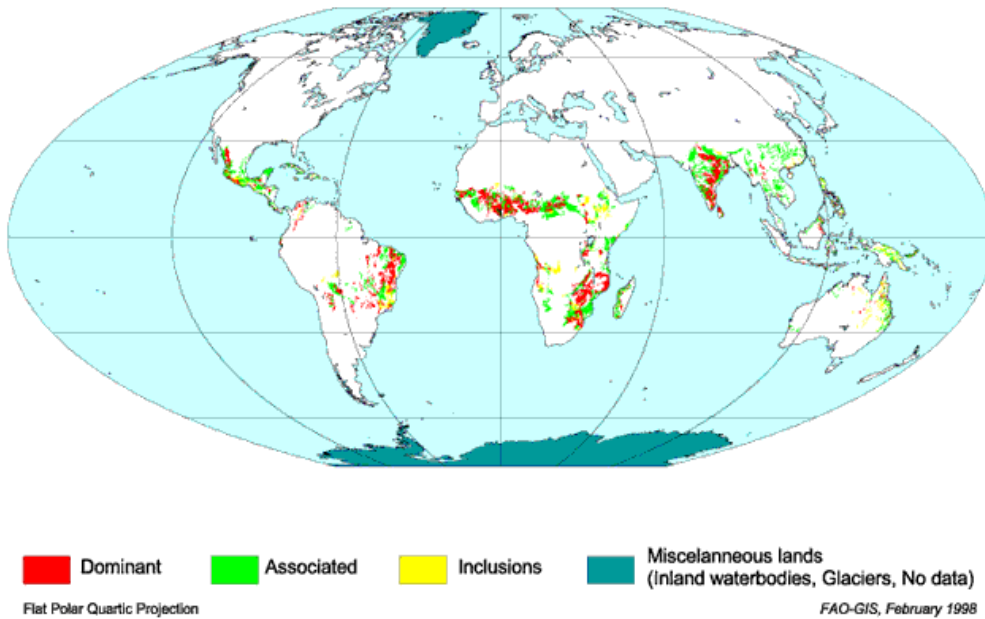
4.2 Evropa

Evropa je díky svému mírnému klimatu na tyto půdy chudá. Pouze východní a jižní pobřeží Černého moře s vlhkým subtropickým klimatem je lemováno pokryvem akrisolů (Němeček, 1990).

4.3 Afrika

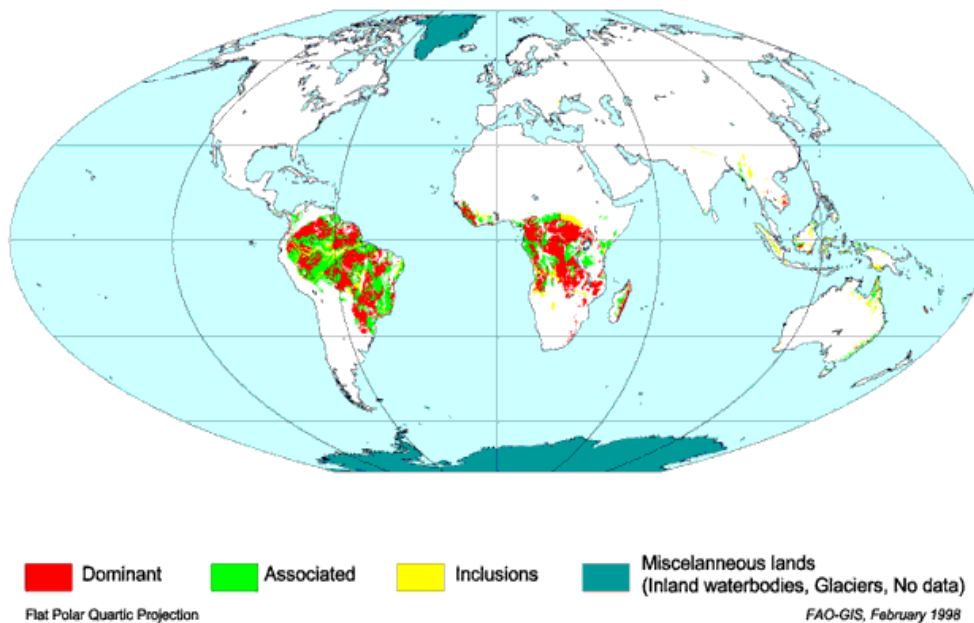
Geografická pozice afrického kontinentu naznačuje přítomnost značného množství tropických půd. Více než polovinu všech nitisolů na Zemi najdeme v tropické Africe a to v nadmořských výškách nad 1000 m. Pokrývají zejména území států jako je Etiopie, Keňa, Kongo a Kamerun. V nížinách je pak nalézáme v jihovýchodní Africe. Feralsoly zabírají povrch humidních tropů, nacházejí se v Kongu, Demokratické republice Kongo, na jihu Středoafričské republiky, v Angole, Guiney a na východě Madagaskaru. Oblast

Distribution of LIXISOLS
Based on WRB and the FAO/Unesco Soil Map of the World



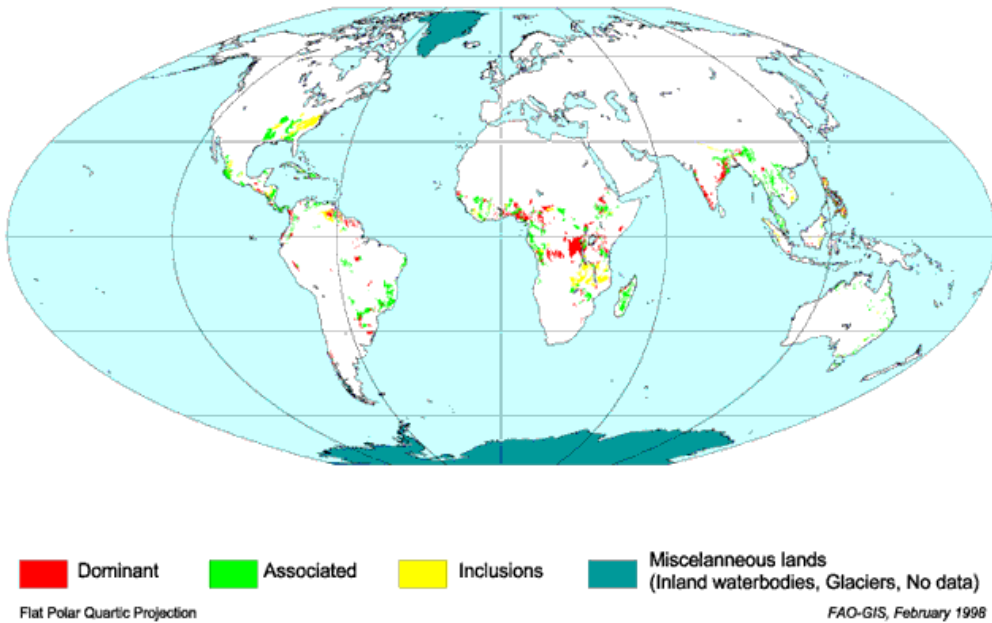
Obr. 7: Světové rozšíření lixisolů (FAO, 1998).

Distribution of FERRALSOLS
Based on WRB and the FAO/Unesco Soil Map of the World



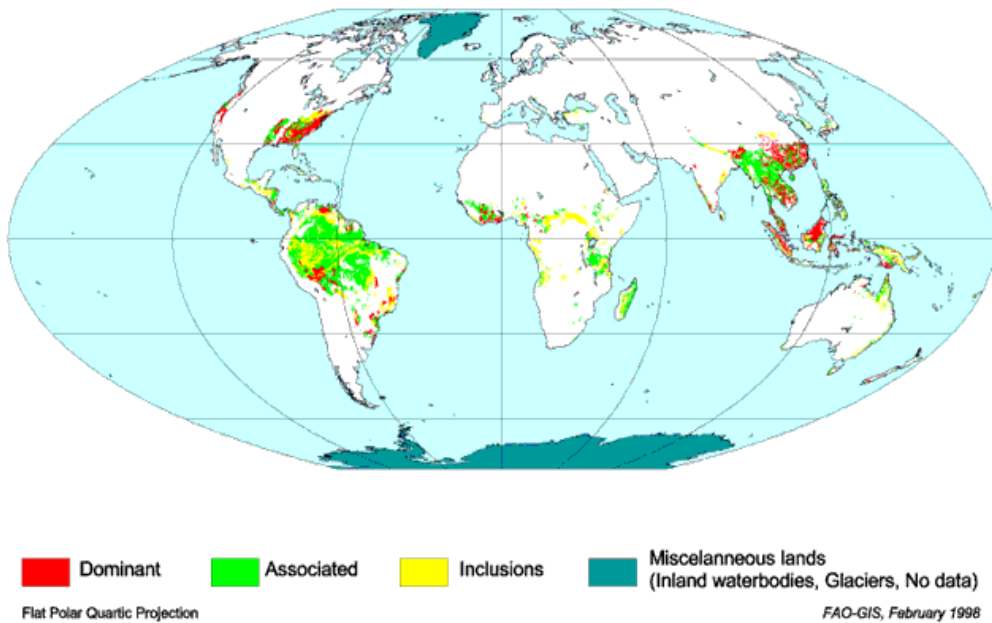
Obr. 8: Světové rozšíření feralsolů (FAO, 1998).

Distribution of NITISOLS
Based on WRB and the FAO/Unesco Soil Map of the World



Obr. 9: Světové rozšíření nitisolů (FAO, 1998).

Distribution of ACRISOLS
Based on WRB and the FAO/Unesco Soil Map of the World



Obr. 10: Světové rozšíření akrisolů (FAO, 1998).

východní a sub-sahelské Afriky pokrývají lixisoly. Akrisoly nejsou v Africe tak dominantní jako tomu je například v jihovýchodní Asii či Jižní Americe. Větší plochy akrisolů můžeme sledovat na severním pobřeží Guinejského zálivu či na východě Afriky (FAO, 2006).

4.4 Austrálie a Nový Zéland

Hlavním rysem půdního pokryvu Austrálie je výskyt reliktních půd (Němeček, 1990), tedy starých půd, vzniklých za odlišných klimatických podmínek, které se zachovaly na povrchu do současnosti (Tomášek, 2003). Jsou to hlavně lateritické krusty, kaolinické a výrazně feralitizované kůry zvětrávání, hematitické povlaky jílu apod., což svědčí o vysokém stáří kontinentu. Tyto kůry jsou třetihorní případně starší. Dnešní vývoj probíhá v aridnějších podmínkách, než tomu bylo při jejich vzniku. Akrisoly, nitisoly a feralsoly můžeme pozorovat pouze při pobřeží například na Yorském poloostrově a v jihovýchodní Austrálii. Akrisoly se nacházejí v severní části Nového Zélandu. Jsou to půdy pod subtropickými lesy a vlhkými savanami s reliktními znaky perhumidního vývoje (Němeček, 1990). Na území Nové Kaledonie se nacházejí půdy vyvinuté na lateritických zvětralinách ultrabazických hornin, zvláště peridotitů, a patří zejména mezi feralsoly (Becquer a kol., 2006).

4.5 Severní Amerika

V jižním regionu Kordiler se místy vyskytují akrisoly. Ty se také nacházejí zejména v regionech, kde se původně rostly vlhké tropické lesy, tedy ponejvíce v Mississippské a Atlantské nížině. Spolu s nitisoly se akrisoly vyskytují také v některých částech jihovýchodu USA, Velkých Antilách a ve střední Americe. Akrisoly a nitisoly jsou také půdním pokryvem většiny ostrovů v Karibském moři (Němeček, 1990).

4.6 Jižní Amerika

Jižní Amerika je stejně jako Afrika na tropické půdy velmi bohatá. Zejména jsou to oblasti nížin v subandských sníženinách, jimiž protékají řeky Amazonka, Orinoko a Paraná, a vysočin na starých platformách: guyanské, brazilské a patagonské. V nížinách se vyskytují půdy od akrisolů po feralsoly, většinou výrazně ovlivněné režimem velkých řek, tedy s příměsí klastického křemitého materiálu. Vysočiny jsou velmi staré plošiny několika erozních cyklů. Nejstarší povrch je již mesozoický ve východní Brazílii, který se na severu a na západě noří pod svrchnokřídové sedimenty. Více rozšířené jsou pokryvy terciárního stáří. Zvětralin a půdní materiál ve střední Brazílii jsou asi 30 milionů let staré a asi 30 m mocné. Jsou na nich vyvinuty feralsoly, které se řadí k nejstarším půdám na Zemi. Plio-pleistocénními pohyby došlo ke vzniku flexur a prolomů. Jsou zde méně mocné zvětralin a členitější reliéf s půdami akrisolů a nitisolů (Hynek, 1984).

5. STOPOVÉ PRVKY V TROPICKÝCH PŮDÁCH

5.1 Vstup stopových prvků do půdního systému

Přirozený obsah stopových prvků v půdě odráží typ substrátu a obsahu prvků v něm. Podle Campos a kol. (2003) u silně zvětralých půd, jako jsou například feralsoly, které mají za sebou miliony let zvětvávání a loužení, totéž platí pouze pro velmi perzistentní prvky jako např. zirkonium (Zr) či thorium (Th). Tab. 2 ukazuje typ substrátu brazilských feralsolů a obsahy prvků v půdě vytvořené na tomto matečném materiálu. Závislost obsahu prvků v původním substrátu a v půdě však není zřejmá. Kupříkladu pískovce vykazující obecně nejnižší obsahy uvedených stopových prvků dávají vznik půdám, kde obsah prvků je srovnatelný například s některými bazalty (Campos a kol., 2003).

Tab. 2: Obsahy Cd, Cu, Ni, Pb a Zn v brazilských feralsolech vyvinutých na různých matečných horninách (upraveno podle Campos a kol., 2003).

Původní hornina	Cd (mg.kg ⁻¹)	Cu (mg.kg ⁻¹)	Ni (mg.kg ⁻¹)	Pb (mg.kg ⁻¹)	Zn (mg.kg ⁻¹)
bazalty	0,87 ± 0,06	200 ± 42	27 ± 15	28 ± 1	96 ± 18
bazalty	0,39 ± 0,32	50 ± 11	9 ± 4	27 ± 8	47 ± 12
bazalty	0,92 ± 0,02	238 ± 61	40 ± 23	24 ± 2	91 ± 17
bazalty	0,84 ± 0,14	227 ± 57	45 ± 19	25 ± 5	79 ± 15
diabasy	0,85 ± 0,14	140 ± 19	36 ± 11	26 ± 1	41 ± 6
bazalty a pískovce	0,48 ± 0,08	40 ± 7	9 ± 4	22 ± 4	47 ± 17
jílovité sedimenty	1,01 ± 0,03	52 ± 7	22 ± 6	37 ± 2	49 ± 5
pískovce	0,39 ± 0,14	23 ± 7	3 ± 1	17 ± 2	20 ± 2
bazalty a pískovce	0,72 ± 0,23	17 ± 2	9 ± 3	24 ± 4	28 ± 5
ruly	0,68 ± 0,10	51 ± 3	17 ± 1	21 ± 2	23 ± 2
jílovce a siltovce	0,57 ± 0,14	25 ± 1	20 ± 3	49 ± 2	36 ± 3
jílovité sedimenty	0,72 ± 0,16	43 ± 6	22 ± 9	20 ± 2	35 ± 4
jílovité sedimenty	0,54 ± 0,14	13 ± 2	14 ± 2	18 ± 1	25 ± 3
jílovce a siltovce	0,73 ± 0,23	33 ± 8	12 ± 3	13 ± 4	17 ± 5
jílovce a siltovce	0,47 ± 0,17	37 ± 1	13 ± 1	13 ± 1	21 ± 2
pískovce	0,37 ± 0,09	5 ± 1	10 ± 3	16 ± 5	24 ± 5
ruly	0,83 ± 0,17	16 ± 0	11 ± 1	17 ± 1	12 ± 0
písčité a jílovité sedimenty	0,43 ± 0,07	8 ± 1	10 ± 3	17 ± 4	26 ± 4
jílovité sedimenty	0,66 ± 0,12	3 ± 1	5 ± 2	10 ± 2	12 ± 2

Na druhou stranu v práci Marquese a kol. (2004) je zřetelný vztah mezi podložní horninou brazilských půd regionu Cerrado s obsahy některých stopových prvků v těchto půdách. V půdách, kde matečnou horninou jsou ruly a břidlice, výrazně stoupá obsah Sc, Mn, Co, Ni, Rb, Y a La. Obsahy Pb, Zn a Ba jsou zde až desetkrát vyšší, než je tomu v půdách vyvinutých na sedimentárním či bazaltovém podloží. Autoři to přisuzují zvýšenému obsahu muskovitu $[KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2]$ v daných horninách, se kterým tyto hodnoty významně korelují.

Původ rizikových prvků v půdě může být litogenní i antropogenní. Antropogenní kontaminaci půd přispívají zejména průmyslová výroba (aerosoly, chemikálie), těžební odpady, tekuté a pevné odpady z lidských sídel a chemické látky pocházející ze zemědělské produkce (Borůvka, 2005).

Křibek a kol. (2010) provedli geochemické mapování v části oblasti zambijského „meděného pásu“ s pestrou litologií (paleoproterozoické sekvence magmatických oblouků, intruzivní granitoidy, metasedimenty). Území je ovlivněno rozsáhlou těžbou rudy Cu a Co a dochází tak k antropogenní kontaminaci půd zde zastoupených převážně feralsoly. Autoři odebrali povrchové půdní vzorky (0-5 cm) a vzorky podpovrchové půdy (z hloubky 80-90 cm) a analyzovali obsahy stopových prvků (As, Co, Cr, Cu, Hg, Ni, Pb, V a Zn), obsahy síry (S_{tot}), karbonátového a organického uhlíku (C_{carb} , C_{org}), železa a zjišťovali pH jednotlivých půdních vzorků. Výsledná data podrobili statistické korelaci a faktorové analýze. Účelem bylo mapovat distribuci těchto prvků, identifikovat zdroje kontaminací v této oblasti a rozlišit antropogenní původ od litogenního. U mírně těžbou znečištěných půd může mít zvýšený obsah prvků hlavně As, Ni, Zn, Pb a Cr původ jak z antropogenních zdrojů tak také z podložní zvětrávající horniny. Měď může zase v silně kontaminovaných půdách migrovat do hloubky profilů půd a vyskytovat se ve zvýšených koncentracích hlouběji pod povrchem. Práce Ettlera a kol. (2011) pak doplnila výzkumy v oblasti hutě Nkana v Kitwe (Copperbelt, Zambie) o rozlišení potenciálních zdrojů kontaminace. Díky izotopové analýze využívající poměrů izotopů $^{206}Pb/^{207}Pb$ zjistili tři hlavní zdroje kontaminace Pb. Největší zastoupení mělo znečištění způsobené hutním průmyslem, dále pak olovo pocházející ze spalování olovnatého benzínu. Zvláště v hlubších partiích půdních profilů však vysoké zastoupení olova autoři připisují vlivu podložních hornin (Ettler a kol. 2011).

Tropické půdy, jak již bylo uvedeno, jsou díky vysokému stupni vyloužení chudé na živiny. V některých státech (Nigérie, Zimbabwe) je úrodnost půd zvyšována aplikací kalů z čistíren odpadních vod (Mbila, 2001; Udom, 2004). Tyto materiály však obsahují vysoké koncentrace rizikových prvků ($787 \text{ mg Zn kg}^{-1}$, $126 \text{ mg Cu kg}^{-1}$, 47 mg Pb kg^{-1} a 22 mg Ni kg^{-1}), které se za léta aplikací tohoto materiálu (až 40 let) naakumulovali v zemědělských půdách. Nabohacení v nejsvrchnějších horizontech může činit až 611% Zn, 230% Pb, 39% Cd a 479% Cu oproti nezasazeným místům (Udom, 2004). Tyto značné kontaminace mohou vést k fyto toxickým a zdravotním rizikům (Cd se dostává do potravního řetězce; Pb, Zn a Cu snižují produktivitu půdy a mohou kontaminovat mělké zvodně) (Udom, 2004).

5.2 Formy výskytu rizikových prvků

Pro posouzení mobility jednotlivých prvků je třeba znát formy, ve kterých se v půdních systémech vyskytují. Hlavní formy výskytu rizikových prvků v půdách jsou: minerály, volné kationty, volné oxyanionty, cheláty, organické komplexy a organokovové sloučeniny (Borůvka, 2005). Marques a kol. (2004) se ve své práci snažili objasnit, které stopové prvky se v půdách oblasti Cerrado v Brazílii akumulují a které jsou postupem času z profilu vyčerpány. Prvky s nábojem 5+, 4+ a 3+ jsou v profilu nemobilní. Kationty Ti^{4+} , Zr^{4+} , U^{4+} a Th^{4+} jsou přítomné v minerálech velmi odolných vůči zvětrávání, jako jsou rutil (TiO_2), zirkon ($ZrSiO_4$), uranové oxidy a fosfáty a minerály thoria thorit ($ThSiO_4$), monazit [$(Ce, La, Th, Nd)PO_4$], thorianit (ThO_2). V rutilu a zirkonu také dochází k substituci Nb za Ti a Zr. U trojmocných kationtů s iontovým poloměrem $< 0,09$ nm (Sc^{3+} , V^{3+} , Cr^{3+} , Ga^{3+} a Y^{3+}) dochází k substituci za Fe^{3+} a Al^{3+} na oktaedrických pozicích v minerálech kaolinitu [$Al_2Si_2O_5(OH)_4$], gibbsitu [$Al(OH)_3$], hematitu ($\alpha-Fe_2O_3$) či goethitu ($\alpha-FeOOH$). U prvků s větším iontovým poloměrem (Ce^{3+} , La^{3+}) k této substituci nedochází, jsou však zabudovány například do monazitu. Dvojmocné a jednomocné kationty (Rb^+ , Mn^{2+} , Co^{2+} , Zn^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} a Pb^{2+}) jsou z profilu postupně vyluhovány. Ztráty jsou způsobeny například pH-závislou sorpcí přechodných prvků na Fe-oxidy či tvorbou komplexů s organickou hmotou, která není v těchto půdách stálá a nekumuluje se (Marques a kol., 2004).

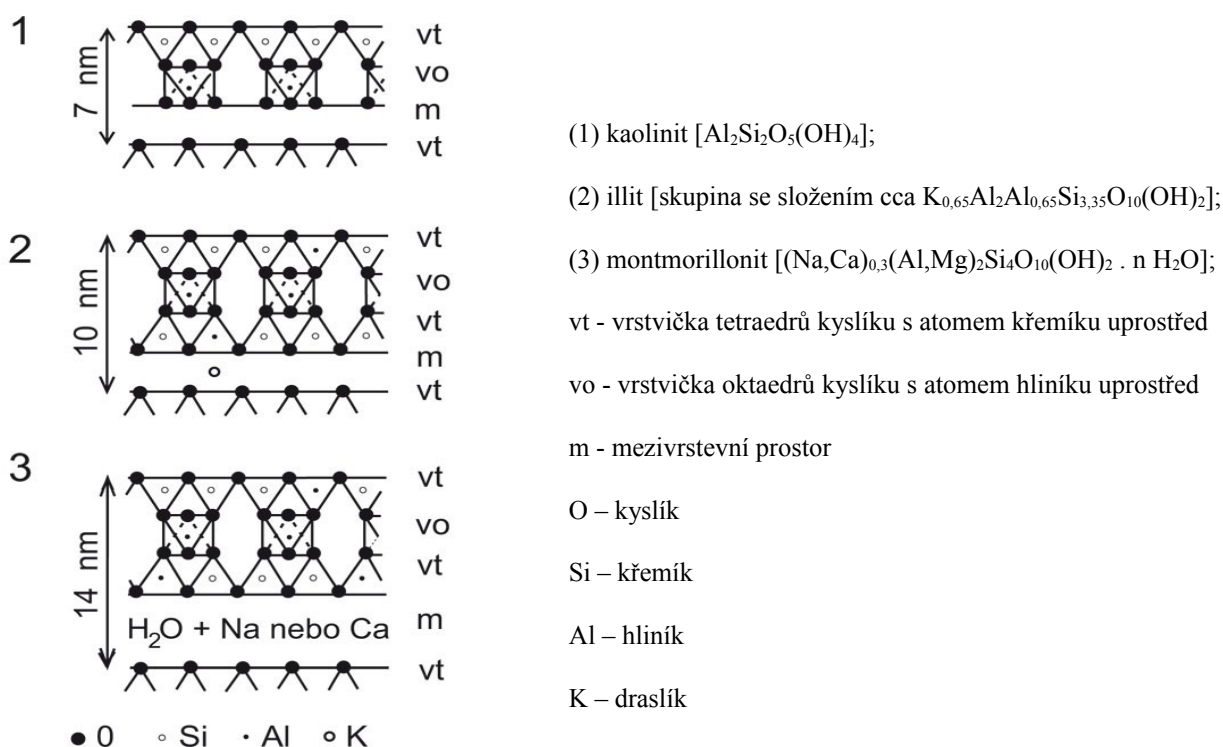
6. FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ MOBILITU STOPOVÝCH PRVKŮ V TROPICKÝCH PŮDÁCH

Procesů přeměn rizikových prvků v půdě je celá řada: adsorpce a desorpce, rozpouštění a precipitace, vazba organickými látkami, tvorba anorganických a organických komplexů, difúze do mřížky minerálů, příjem organismy, vypařování, transport (Borůvka, 2005).

6.1 Složky tropických půd ovlivňující mobilitu stopových prvků

6.1.1 Jílové minerály

Jak již bylo uvedeno, charakteristickou složkou jílu tropických půd je kaolinit. Pro pochopení jeho vlastností je třeba jej srovnat s ostatními minerály této skupiny. Fylosilikáty (zejména jílové minerály) či hydratované alumosilikáty vykazují často velikost částic $< 0,45$ μm . Díky malé velikosti částic vykazují vysoký specifický povrch. Jílové minerály v koloidní formě v roztoku mohou být snadno transportovány. Jejich struktura se skládá z několika vrstev. V tzv. tetraedrické vrstvě jsou křemíky (Si^{4+}) spojeny s kyslíkem do tvaru tetraedru. Dioktaedrické vrstvy jsou uspořádány z hliníků (Al^{3+}) obsazujících dvě ze tří míst ve vrstvě oktaedru, třetí místo je vakance. Tato vrstva se také podle podobnosti s $Al(OH)_3$ nazývá gibbsitová. Dalším typem je vrstva trioktaedrická, kde jsou všechny pozice obsazeny kationty hořčíku (Mg^{2+}), nazýváva brucitová [$Mg(OH)_2$] (Langmuir, 1997). Fylosilikáty jsou pak děleny podle typu a způsobu řazení vrstev. Nákres struktury důležitých jílových minerálů podle Petránka (1993) je na Obr.11.



Obr. 11: Struktura jílových minerálů podle Petránka, 1993.

Jílové minerály mají díky svému velkému specifickému povrchu také vysokou hustotu povrchového náboje. Ten je u fylosilikátů vytvářen třemi možnými způsoby. (1) Při izomorfní substituci například Al³⁺ zastupuje v tetraedrické mřížce Si⁴⁺, Mg²⁺ může v oktaedrické mřížce zastupovat Al³⁺. Výsledkem je nadbytek aniontů kyslíku (O²⁻) a tím nadbytek záporného náboje. Tento jev je významný zejména pro illit a představuje hlavní důvod vzniku negativního náboje smektitů a vermikulitů. (2) Nedokonalosti a defekty v mřížce jako je deficit Al³⁺ v dioktaedrické mřížce a K⁺ v mezivrství způsobují nadbytek negativního náboje, což je velmi významné pro smektity, v menší míře pro minerály skupiny illitu. (3) Poškození spojů na krystalových hranách, rozích a plochách vede k ionizaci povrchových skupin a odhalené O²⁻ a OH⁻ skupiny způsobují negativní náboj. Tento způsob získání negativního náboje je typický pro všechny jílové minerály nejvýznamnější však pro minerály skupiny kaolinitu. S klesajícím pH dochází k zaplnění potenciálních sorpčních míst H⁺ ionty, takže adsorpce kovů na jíly (KVK) také klesá (Langmuir, 1997). Sorpční vlastnosti některých fylosilikátů přibližuje Tab. 3.

Tab. 3: Sorpční vlastnosti fylosilikátů (podle Borůvky, 2005).

Minerál	Sorpční kapacita [mmol(+)/100g]
kaolinit	3 - 12
illit	20 - 40
chlorit	30 - 50
montmorillonit	70 - 110
vermikulit	120 - 150

6.1.2 Oxidy a hydroxidy Fe a Al

Největší část půdního železa je v tropických půdách obsažena jako nesilikátové Fe ve formě krystalického goethitu (α -FeOOH) a hematitu (α -Fe₂O₃) (Němeček, 1990) méně i maghemitu (γ -Fe₂O₃) (Borůvka, 2005), kde Al může zastupovat Fe. Amorfni formy činí jen 2-4 % z celkového množství nesilikátového Fe (Němeček, 1990). Hliník je přítomen hlavně ve formě gibbsitu [Al(OH)₃]. Proměnlivý záporný náboj (závislý na pH) je v hydroxidech Fe a Al tvořen disociací protonů ze skupin -OH (Němeček, 1990).

6.1.3 Organická hmota

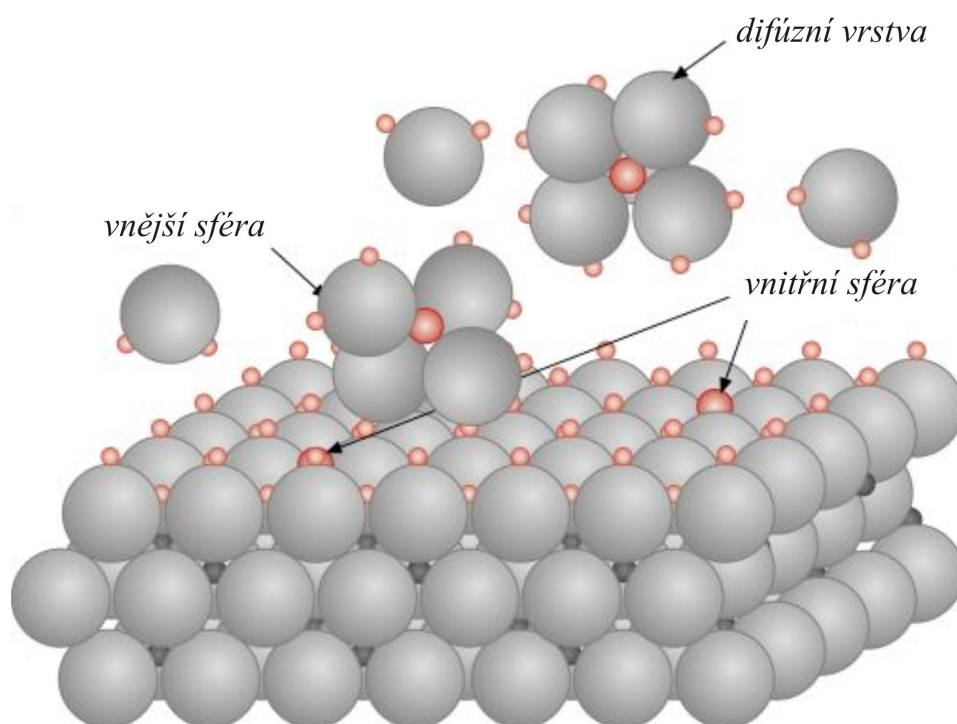
I přes vysoký roční přísun organické hmoty do půdy tropických oblastí zůstává v humusových horizontech půd velmi málo organických látek (cca 2-6%). A to díky značné rychlosti mineralizace organických látek v klimatických podmínkách humidních tropů. Do hloubky půdního profilu se množství organické hmoty snižuje a také poměr huminových kyselin a fulvokyselin (Hk:Fk) klesá z 0,6-0,8 na 0,2-0,3. Vyšší procento humusu je akumulováno ve svrchním humusovém horizontu horských akrisolů (nad 6%) a oproti lesům mají savany vyšší produkci organické hmoty (t.ha⁻¹) tak i vyšší obsah organické hmoty (2-4%) v humusovém horizontu (Němeček, 1990). Pro mobilitu stopových prvků je podstatná hustota sorpčních míst na povrchu organických látek humusu v půdách. Zde dochází ve většině přírodních systémů k deprotonaci jejich charakteristické karboxylové skupiny (-COOH) a tím vzniku negativního náboje. Tento jev zajišťuje obecně relativně vysokou hodnotu KVK organické hmoty v rozmezí 150 – 300 meq/100g (Langmuir, 1997).

6.2 Děje probíhající na fázovém rozhraní

Koncentrace většiny stopových prvků v rozpuštěné formě v životním prostředí jsou řízeny nikoliv srážením a rozpouštěním, ale zejména adsorpcí a desorpcí na/z povrchů minerálů a organické hmoty (White, 2005). Adsorpci můžeme definovat jako zvýšení koncentrace dané látky na fázovém rozhraní ve srovnání s okolním prostředím (Borůvka, 2005). V půdě to může znamenat připoutání iontu z roztoku již existující pevnou fází (White, 2005). Soubor těchto fází, (včetně půdních koloidů) nazýváme půdním sorpčním komplexem (Borůvka, 2005) a řadíme sem jílové minerály, organickou hmotu a oxidy a hydroxidy Fe, Al a Mn. Půdní složky mohou se složkami okolního roztoku interagovat elektrostaticky díky typickému povrchovému náboji

nebo mohou vytvářet povrchové komplexy (White, 2005).

Útvar, který se vytváří při styku nabitého povrchu tuhé látky s roztokem elektrolytu, nazýváme elektrická dvojvrstva. Tvorba komplexů může probíhat na vnitřní či na vnější sféře tohoto útvaru. Komplexaci na vnitřní sféře umožňuje tvorba částečné kovalentní vazby mezi látkou v roztoku a atomem na povrchu. Pokud oddělují adsorbující látku molekuly vody říkáme tomuto jevu komplexace na vnější sféře a významněji zde působí síly elektrostatické (Obr. 12) (White, 2005).



Obr. 12: Komplexace na vnitřní sféře, vnější sféře a v difúzní vrstvě (White, 2005).

6.3 Vazba rizikových prvků v tropických půdách - příkladové studie

6.3.1 Vazba stopových prvků na jílové minerály

Appel a Ma (2002) zkoumali chování vzorků tří typů tropických půd Oxisols, Ultisols a Mollisols (tedy ferralsolů, akrisolů a černozemí) z Portorika. Použili při tom přídatku $\text{Cd}(\text{NO}_3)_2$ a $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2$ a sledovali sorpci na jílovou frakci. Černozemě vykazovaly nejnižší obsah jílových minerálů, ale jejich hodnota KVK dosahovala nejvyšších hodnot díky dominanci jílových minerálů typu 2:1 (hlavně smektitu a vermikulitu s vysokým permanentním nábojem) s vysokou efektivitou sorpce Cd a Pb z roztoku. Nejslabší sorpční vlastnosti vykazovaly vzorky ferralsolů, kde byla jílová frakce zastoupena kaolinitem. Výzkum Kookana

a Naidu (1998) také potvrdil významnou roli fylosilikátů typu 2:1 v sorpci Cd. Zkoumali sorpci Cd v australských Oxisols a v Alfisols Nového Zélandu (feralsoly a hnědozemě). Feralsoly měly vyšší obsah jílu než hnědozemě, což ale nezpůsobilo odpovídající zvýšení KVK. Oba typy obsahovaly dominantní kaolinit, ale hnědozemě zároveň obsahovaly i množství illitu, což mělo za následek čtyřikrát vyšší sorpční efektivitu. Korelaci obsahu jílové hmoty s obsahem Cu v brazilských feralsolech a acrisolech našli také Gomes a kol. (2001).

6.3.2 Oxidy a hydroxidy Fe, Al a Mn a jejich interakce se stopovými prvky

Massoura a kol. (2006) analyzovali vzorky různých půdních typů včetně feralsolů Nové Kaledonie a studovali chování Ni. Zjistili, že Ni byl lépe dostupný pro rostliny pokud byl vázán na fylosilikáty než na Fe-oxidy. Dostupnost však také závisela na krystalinitě Fe-oxidů. Půdy s vyšším obsahem amorfních Fe-oxidů a nízkým obsahem goethitu vykazovaly vyšší dostupnost Ni. To naznačuje nižší mobilitu Ni v silně zvětralých půdách, jako jsou feralsoly, kde jsou většinou zastoupeny krystaličtější formy Fe-oxidů (goethit). Fakt, že je Ni v půdě zadržen hlavně díky substituci v goethitu, potvrzují i předchozí výzkumy feralsolů na území Nové Kaledonie (Becquer a kol., 2003, Quantin a kol., 2002/1, Quantin a kol., 2002/2, Becquer a kol., 2006, Quantin a kol., 2001). Feralsoly Nové Kaledonie jsou vyvinuty na ultramafických horninách (hlavně peridotitech), které mají významně vysoké obsahy i dalších stopových prvků (Mn, Co, Ni a Cr). Kobalt a Mn, částečně i Ni, jsou zde vázány hlavně v Mn-oxidech. Chrom je přítomen v reziduálním chromitu ($\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$) a nebo je také vázán na goethit. Garnier a kol. (2009) použili metodu izotopické výměnné kinetiky (isotopic exchange kinetics - IEK) pro pochopení mobility chromu v Cr bohatých feralsolech (Niquelândia, Goiás, Brazílie). Chrom zde byl imobilizován zejména díky vazbě na amorfni Fe oxidy a jeho dostupnost pro rostliny byla značná. Pozitivní korelaci s oxidy Fe a Al zjistili Eze a kol. (2010) pro Cu a Zn v silně zvětralých půdách na území Ghany, což pro Cu potvrzuje i Gomes a kol. (2001). Obsah Zn, ale i Co, Pb a Ni koreloval s obsahy Al a Fe oxidů i v tropických půdách na území Malajsie (Zacrinias, 2004).

6.3.3 Organická hmota

V souvislosti s výzkumem rizik aplikace odpadních kalů do zemědělských půd byla popsána významná vazba Cu (Mbila, 2001), Zn a Cd (Udom, 2004) na organickou hmotu. Vazby vytvořené ještě před aplikací kalů do půdy relativně pevné, ale jsou narušeny mineralizací organického materiálu. Na komplexaci Cu s organickou hmotou poukazuje i výzkum Gomese a kol. (2001) v brazilských feralsolech a acrisolech. To, že obsahy dalších prvků (Cd, Cr, Ni, Pb a Zn) s organickou hmotou nekorelovaly, autoři přisuzují celkově nízkým obsahům organické hmoty v těchto půdách. Také výsledky práce de Matos a kol. (2001) naznačují dominantní vazbu Cu (společně s Pb) na organickou hmotu.

7. ZÁVĚR

Distribuce stopových prvků v silně zvětralých tropických půdách má přímou souvislost s výskytem, genezí a vlastnostmi takových půdních systémů. Mobilita stopových prvků je silně závislá zejména na obsahu hlavních půdních složek (oxidy a hydroxidy Fe, Al a Mn, jílová hmota a organická hmota) a ovlivňuje ji také forma jejich výskytu v půdním systému. Klíčové pro posouzení mobility stopových prvků jsou okolní podmínky (např. pH půdního roztoku).

Použitá literatura

- Appel, Ch., Ma, L., (2002): Concentration, pH, and surface charge effects on cadmium and lead sorption in three tropical soil. *J. Environ. Qual.*, 31, 581-589.
- Becquer, T., Quantin, C., Sicot, M., Boudot, J. P. (2003): Chromium availability in ultramafic soils from New Caledonia. *Sci. Tot. Env.*, 301, 251-261.
- Becquer, T., Quantin, C., Rotte-Capet, S., Ghanbaja, J., Mustin, C., Herbillon, A. J. (2006): Sources of trace metals in Ferralsols in New Caledonia. *Eur. J. Soil Sci.*, 57, 200-213.
- Borůvka, L. (2005): Pedogeochemie. ČZU v Praze, Katedra pedologie a geologie, ISBN 80-213-1309-9., 246 str.
- Campos, M.L., Pierangeli, M.A.P., Guilherme, L.R.G., Marques, J.J., Curi, N. (2003): Baseline concentration of heavy metals in Brazilian latosols. *Comm. Soil Sci. Plant Anal.*, 34, 547-557.
- de Matos, A.T., Fontes, M.P.F., da Costa, L.M., Martinez, M.A. (2001): Mobility of heavy metals as related to soil chemical and mineralogical characteristics of Brazilian soils. *Environ. Pollut.* 111, 429-435.
- Drever, J. I., 1988. *The Geochemistry of Natural Waters*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, 437 str.
- Ettler, V., Mihaljevič, M., Křibek, B., Majer, V., Šebek, O. (2011): Tracing the spatial distribution and mobility of metal/metalloid contaminants in Oxisols in the vicinity of the Nkana copper smelter, Copperbelt province, Zambia. *Geoderma*, 164, 73-84.
- Eze, P.N., Udeigwe, T.K., Stietiya, M.H. (2010): Distribution and potential source evaluation of heavy metals in prominent soils of Accra Plains, Ghana. *Geoderma*, 156, 357-362.
- FAO (2006): *World reference base for soil resources 2006*. Rome. ISBN 92-5-105511-4.
- Garnier, J., Quantin, C., Echevarria, G., Becquer, T. (2009): Assessing chromate availability in tropical ultramafic soils using isotopic exchange kinetics. *J. Soil Sediments*, 9, 468-475.
- Gomes, P.C., Fontes, M.P.F., da Silva, A.G., de S. Mendonca, E., Netto, A.R. (2001): Selectivity sequence and competitive adsorption of heavy metals by Brazilian soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65: 1115-1121.
- Hynek, A. (1984): *Pedogeografie*. Univerzita J. E. Purkyně v Brně, fakulta přírodovědecká. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 377 str.

- Kookana, R.S. and Naidu, R. (1998): Effect of soil solution composition on cadmium transport through variable charge soils. *Geoderma*, 84, 235-248.
- Křibek, B., Majer, V., Veselovský, F., Nyambe, I. (2010): Discrimination of lithogenic and anthropogenic sources of metals and sulphur in soils of the central-northern part of the Zambian Copperbelt mining district: A topsoil vs. subsurface soil concept. *J. Geochem. Explor.*, 104, 69-86.
- Langmuir, D. (1997): *Aqueous environmental geochemistry*. Prentice-Hall, Inc. Upper Saddle River, New Jersey 07458, ISBN 0-02-367412-1, 600 str.
- Marques, J.J., Schulze, D.G., Curi, N., Mertzman, S.A. (2004): Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma*, 121, 31-43.
- Massoura, S. T., Echevarria, G., Becquer, T., Ghanbaja, J., Leclerc-Cessac, E., Morel, J.-L. (2006): Control of nickel availability by nickel bearing minerals in natural and anthropogenic soils. *Geoderma*, 136, 28-37.
- Mbila, M. O., Thomson, M. L., Mbagwu, J. S. C., Laird, D. A. (2001): Distribution and movement of sludge-derived trace metals in selected Nigerian soils. *J. Environ. Qual.*, 30, 1667-1674.
- Němeček, J., Smolíková, L., Kutílek, M. (1990): *Pedologie a paleopedologie*. Academia Praha, ISBN 80-200-0153-0, 546 str.
- Petránek, J. (1993): *Encyklopedie geologie*. JIH České Budějovice, ISBN 80-900351-2-4, 246 str.
- Quantin, C., Becquer, T., Rouiller, J.H., Berthelin, J. (2001): Oxide weathering and trace metal release by bacterial reduction in a New Caledonia Ferralsol. *Biogeochemistry*, 53, 323-340.
- Quantin, C., Becquer, T., Berthelin, J. (2002/a): Mn-oxide: a major source of easily mobilisable Co a Ni under reducing conditions in New Caledonia Ferralsols. *C. R. Geoscience*, 334, 273-278.
- Quantin, C., Becquer, T., Rouiller, J.H., Berthelin, J. (2002/b): Redistribution of metals in New Caledonia ferralsol after microbial weathering. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66, 1797-1804.
- Smolíková, L. (1982): *Pedologie I., Pedologie II.*, Státní pedagogické nakladatelství, n.p., Praha 1, 129 str., 294 str. + 5 příl.
- Tomášek, M. (2003): *Půdy České republiky*. ČGS Praha. ISBN 80-7075-607-1.
- Udom, B.E., Mgabwu, J.S.C., Adesodun, J.K., Agbim, N.N. (2004): Distribution of zinc, copper, cadmium and lead in a tropical ultisol after long-term disposal of sewage sludge. *Environ. Int.*, 30, 467-470.

USDA (1999): Soil Taxonomy A Basic System Of Soil Classification For Making And Interpreting Soil Surveys. Soil Survey Staff, 2nd edition, 871 str.

van Breemen, N., Buurman, P. (2003): Soil Formation, 2nd edition, Laboratory of Soil Science and Geology; Kluwer Academic Publishers; New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow; eBook ISBN 0-306-48163-4; Print ISBN 1-4020-0718-3.

White, W. M., (2005): Geochemistry. John-Hopkins University Press, 701 str.

Zacrinas, B. A., Ishak, Ch. F., McLaughlin, M. J., Cozens, G. (2004): Heavy metals in soils and crops in southeast Asia. 1. Peninsular Malaysia. Environ. Geochem. Health, 26, 343-357.