

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Jaroslav Máslo

Pedogenické karbonáty sprašových sérií

Pedogenic carbonates of loess-paleosol sequences

Bakalářská práce

Vedoucí práce: Mgr. Kristýna Flašarová

Praha 2018

Prohlášení:

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

V Praze, 25.7. 2018

Podpis

Děkuji své vedoucí práce Mgr. Kristýně Flašarové za odborné vedení této práce, cenné rady ohledně obsahu a zdrojů, skvělý přístup, ochotu a čas trávený konzultacemi a obrovskou trpělivost, která byla třeba při vedení této práce.

Zadání bakalářské práce

Název práce

Pedogenické karbonáty sprašových sérií

Pedogenic carbonates of loess-paleosol sequences

Cíle práce

Cílem práce je zpracování rešerše na téma Pedogenické karbonáty sprašových sérií (znaky a vznik spraše, znaky, vznik a rozšíření sprašových sérií, znaky, typy a vznik pedogenických karbonátů).

Cílem praktické části je porovnání jednotlivých skupin karbonátů odebraných z profilu podle izotopového poměru C a O.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Hlavní částí práce je rešerše literatury na téma Pedogenické karbonáty sprašových sérií. V praktické části bude provedeno srovnání jednotlivých typů karbonátů podle izotopového poměru C a O.

Datum zadání: 22. 12. 2017

Jméno studenta: Jaroslav Máslo

Podpis studenta:

Jméno vedoucí práce: Mgr. Kristýna Flašarová

Podpis vedoucí práce:

Abstrakt:

Spraš je sediment, ve kterém převažují prachové částice, které byly na místo sedimentace přeneseny hlavně větrem. Spraše pokrývají zhruba 10 % zemského povrchu. Pokud se spraš může ukládat v delším období, kdy se střídají doby ledové a meziledové vznikají tzv. sprašové série. Častou součástí spraší a sprašových sérií jsou pedogenické karbonáty, což jsou částice CaCO_3 . Ty vytváří několik typů, např. zvápenatělé kořínkové buňky, hypocoatingy, kalcitová jehličková vlákna... Sprašové série a karbonáty v nich představují užitečný zdroj informací o paleoenvironmentu. V praktické části práce byly měřeny vzorky pedogenických karbonátů ze sprašové série v Dejvicích (Praha) na izotopový poměr C a O.

Abstract:

Loess is sediment composed predominantly of silt-size particles. Silt-size particles are transported mainly by wind. Loess covers 10 % of earth surface. If the loess can be laid for a longer time when the glacials and interglacials alternate, the loess-paleosol sequences are created. Common part of loess and loess-paleosol sequences are pedogenic carbonates, which are particles of CaCO_3 . There are many types of carbonates, e.g. Calcified root cells, hypocoatings, needle-fiber calcite... Loess-paleosol sequences and carbonates in them are really useful source of information about paleoenvironment. In practice part of this work the isotopic composition of C and O in pedogenic carbonates from loess-paleosol sequence in Dejvice (Prague) was measured.

Obsah

1. Úvod.....	10
2. Sprašové série.....	10
2.1 Základní charakteristika a vznik spraše.....	10
2.2 Sprašové série.....	12
2.3 Rozšíření spraší ve světě.....	14
2.4 Rozšíření spraší na našem území.....	15
3. Koloběh uhlíku a kyslíku.....	17
3.1 Koloběh uhlíku.....	17
3.1.1 Uhlík v půdě.....	19
3.2 Koloběh kyslíku.....	20
4. Stabilní izotopy.....	21
4.1 Izotopy uhlíku.....	21
4.2 Izotopy kyslíku.....	22
5. Pedogenické karbonáty.....	23
5.1 Sekundární pedogenické karbonáty malého měřítka.....	24
5.1.1 Zvápenatělé buňky kořínků (<i>Calcified root cells, CRC</i>).....	24
5.1.2 Hypocoatings (HC).....	25
5.1.3 Karbonátové povlaky (<i>Carbonate coatings, CC</i>).....	26
5.1.4 Kalcitová jehličková vlákna (<i>Needle-fiber calcite, NFC</i>).....	27
5.1.5 Žížalí biosferoidy (<i>Earthworm biospheroids, EBS</i>).....	28
5.2 Sekundární Pedogenické karbonáty velkého měřítka.....	29
5.2.1 Cívčárky.....	29
6. Metodika.....	30
6.1 Popis lokality.....	30
6.1.1 Fyzickogeografická charakteristika území.....	30
6.1.2 Popis půdního profilu, ze kterého byly odebrány vzorky.....	32

6.2	Metodika odběru vzorků a analýzy dat.....	32
7.	Výsledky.....	34
	Tab. 2: Průměrné hodnoty izotopového poměru C a O vzorků jednotlivých skupin typů karbonátů.....	34
8.	Diskuze.....	38
9.	Závěr.....	39
10.	Zdroje	39

Seznam tabulek

Tab. 1: Geomorfologický celek pro lokalitu profilu.	30
Tab. 2: Průměrné hodnoty izotopového poměru C a O vzorků jednotlivých skupin typů karbonátů.	34
Tab. 3: Ověření nulových hypotéz (p-hladina statistické významnosti pro oboustranný test).	37

Seznam obrázků

Obr. 1: Sprašová série Bůhzdař	12
Obr. 2: Rozšíření spraší v Eurasii	14
Obr. 3: Rozšíření spraší a dalších eolických sedimentů v Československu	15
Obr. 4: Sprašová série v cihelně Dolní Věstonice	16
Obr. 5: Koloběh uhlíku	18
Obr. 6: Koloběh kyslíku	20
Obr. 7: Průměrné hodnoty izotopového poměru pro skupiny rostlin C3 a C4	21
Obr. 8: Vliv geografické polohy na izotopový poměr O.	22
Obr. 9: Zvápenatělé kořínkové buňky	24
Obr. 10: Karbonátové povlaky	26
Obr. 11: Žížalí biosferoidy	28
Obr. 12: Různé tvary cievárů	29
Obr. 13: Schéma půdního profilu, ze kterého byly odebrány vzorky	32
Obr. 14: Graf závislosti hodnoty izotopového poměru C na hloubce, ve které se karbonát nacházel	34
Obr. 15: Průměrné hodnoty izotopového poměru C pro karbonáty typu CRC a NFC	35
Obr. 16: Průměrné hodnoty izotopového poměru O pro karbonáty typu CRC a NFC	35
Obr. 17: Průměrné hodnoty izotopového poměru C pro karbonáty typu CRC a HC a CC	35
Obr. 18: Průměrné hodnoty izotopového poměru O pro karbonáty typu CRC a HC a CC	35
Obr. 19: Průměrné hodnoty izotopového poměru C pro karbonáty typu NFC a HC a CC	36

Obr. 20: Průměrné hodnoty izotopového poměru O pro karbonáty typu NFC a HC a CC
36

Obr. 21: Graf závislosti izotopového poměru C karbonátů typu CRC na hloubce, ve které se karbonát nacházel
37

1. Úvod

Jedním z hlavních znaků kvartéru je střídání dob ledových a meziledových, tzv. glaciálů a interglaciálů (Ložek 1973). Jednou z možností výzkumu podmínek v těchto období je zkoumání sprašových sérií, které mohou pomoci rekonstruovat půdní pokryv v jednotlivých obdobích. Jelikož spraše pokrývají velkou část zemského povrchu (zhruba 10 %), jsou cenným zdrojem informací o paleoenviromentu (Muhs 2007).

Výzkumem uložených materiálů lze získat důležité informace o změnách aridity klimatu, o rozsahu ledovců, nebo například o cirkulaci v atmosféře (Pye 1995).

Sprašové série jsou tvořeny sprašemi a fosilními půdami, tzv. paleopůdami (Kukla 1961). Spraše může být jednoduše definována jako sediment, který je tvořen převážně prachovými částicemi, ale je v něm i menší zastoupení částic písčitých a jílovitých. Prachové částice, které tvoří největší část spraše jsou na místo sedimentace přenášeny větrem. Spraše jsou rozpoznatelné zejména pro svojí typickou strukturu a okrově hnědou až žlutavě hnědou barvu. Fosilními půdami jsou na našem území nejčastěji černozemě a hnědozemě (Ložek 1973).

Pedogenické karbonáty jsou častou součástí spraše. Běžně se vyskytuje několik typů karbonátů. Jsou jimi například zvápenatělé kořínkové buňky, karbonátové povlaky, hypocointy nebo například cicváry. Karbonáty jsou tvořeny uhličitanem vápenatým (CaCO_3). Karbonáty ve spraši lze poznat podle odlišné barvy, která je obvykle bílá nebo šedá. Pedogenické karbonáty mohou mít různou velikost, od několika desetin mm až po několik cm například v případě cicvárů (Barta 2011).

V rešeršní části práce jsem psal o sprašových sériích, o jejich rozšíření ve světě a v České republice, o cyklu uhlíku a kyslíku, pedogenických karbonátech, jejich rozdělení, vzniku a typech, o stabilních izotopech uhlíku a kyslíku. Měření izotopového poměru uhlíku a kyslíku v jednotlivých typech karbonátů bylo součástí praktické části práce.

2. Sprašové série

2.1 Základní charakteristika a vznik spraše

Spraš je eolický terestrický sediment, tvořený zejména prachovými částicemi, tedy částicemi o velikosti od 0,002 mm do 0,05 mm, který prošel zesprašněním (Ložek 1973). Ve spraši najdeme i nízký podíl písčitých (velikost zrn je větší než 0,05 mm) a jílových (velikost zrn je menší než 0,002 mm). Ve spraších v Čechách a na Moravě je zastoupení prachových částic

minimálně 50 %, obvykle je to ovšem 70-80 % (Zeman 2003). Obsah písčitých částic se pohybuje mezi 5-12 % a obsah jílových částic nepřekračuje obvykle 5 %. Pokud je ve spraši více než 20 % pískových zrn, jedná se o písčitou spraš. Pokud je ve spraši obsaženo více než 20-30 % jílových minerálů, pak je označována jako spraš jílovitá (Pye 1987).

Spraše se vyznačují okrově hnědou až šedavě žlutou barvou. Toto zabarvení je způsobeno železitými sloučeninami, jemně rozptýleným uhličitanem vápenatým (CaCO_3) a porézni skladbou. Spraše se jeví jako nevrstevnaté sedimenty. Mají svislou, polyedrickou odlučnost. Zachovávají dlouhé svislé stěny. Mocnost těchto stěn může být od několika centimetrů až po stovky metrů. Spraše často tvoří pokryvy dříve existujících půd (tzv. paleopůd). Kromě plošných pokryvů tvoří spraše závěje v údolích nebo při úpatích hor. Spraše nejsou svým složením a výskytem nijak závislé na jejich podloží (Ložek 1973). Ve spraši jsou často nacházeny karbonáty, ale také fosilie, zejména pak ulity šneků (Muhs 2007).

Převaha prachových částic je způsobena dálkovým transportem za pomoci větru. Tento typ transportu se může uplatnit pouze v oblastech bez lesního porostu. Dále je třeba, aby se horniny rozpadaly a vznikaly sypké zvětraliny. Pro toto je třeba velkého sucha a velkých teplotních výkyvů jak v denním, tak sezonním měřítku. Tyto podmínky byly splňovány ve vrcholných částech dob ledových (pleniglaciálech) (Hošek, Horáček 2015).

Spraše mohou tvořit velké plošné pokryvy rovin, nebo závěje na mírných svazích. Například v Českém masívu spraše pokrývají mírné svahy obrácené k východu, zatímco na protějších stranách se nachází strmý skalní podklad (Ložek 1973).

Aby mohly spraše vznikat, musí deflační plocha (plocha, ze které je materiál unášen) i sedimentační prostředí splňovat určité podmínky. Deflační plocha by měla být bez uzavřeného prostoru. Deflační plochy se proto nachází hlavně v pustinách, ale najdeme je také v místech, kde se nakupil čerstvě usazený materiál fluviálního, ledovcového nebo například vulkanického původu. Tento materiál je lehce přenositelný větrem na dlouhé vzdálenosti (Ložek 1973).

Sedimentační prostor musí také splňovat určité podmínky. Přítomnost fosilních schránek měkkýšů a rozbory pylu ukazují na to, že v místech, kde probíhala sedimentace spraši se vyskytovala bujná stepní vegetace. Tato stepní vegetace rovněž vykazovala některé prvky tundry a byl zde vysoký podíl slanomilných rostlin. Při sedimentaci prachových částic se nevytvářel humus ve větším množství, ale CaCO_3 zůstával v povrchových vrstvách a hydroxid železa okrově hnědé barvy tvořil povlaky na minerálních zrnech a tím dal spraši její typickou barvu. Ložek (1965) z těchto a dalších znaků odvozoval, že spraš vznikala v chladném podnebí

s dlouho mrazivou zimou, po které následovalo vlhké jaro, které rychle přešlo do teplého léta, které bylo z počátku vlhké, poté však nastalo sucho, a to postupně přešlo do další zimy. Tyto podmínky vzniku platí pro většinu spraší v Eurasii a Severní a Jižní Americe. Spraše v těchto oblastech jsou vázány na mírný podnebný pás, kde i v dnešní době nastává mrazivá zima. Další z podmínek ovšem nejsou v dnešní době nikde v Eurasii splňovány, a tak vznik spraše neprobíhá (Ložek 1973). V podmínkách vnitřní Asie se spraš údajně tvořila v teplém aridním pevninském klimatu z prachu navátého z pouští. Obručev in Ložek 1973 tedy rozlišuje tento typ spraše jako tzv. teplou spraš vnitroasijskou.

Spraš vyrovnávala v každé sprašové fázi nerovnosti v terénu, které byly vytvořeny zejména erozí. Usazování probíhalo do té doby, dokud povrch netvořil plynulou svahovou křivku (Ložek 1973)

V údolích se toto opakovalo vícekrát díky postupnému zahlubování vodních toků. Spraše postupně pokrývaly jednotlivé říční terasy. Ty byly vždy vytvořeny říční nivou. Nejdříve řeka nedovolovala ukládání spraší, ale v době dalšího výmolu řeka z niv ustoupila a spraše se mohly začít ukládat. Každý terasový stupeň je tedy tvořen tím členem sprašové série, který se vytvořil bezprostředně poté, co tekoucí voda opustila terasu (Ložek 1973).

Jelikož jsou spraše velmi závislé na podnebí a jsou plošně velmi rozšířené, mají velký stratigrafický význam. V některých oblastech jsou jedinou možností pro stratigrafický výzkum kvartéru (Ložek 1973).

Spraše mají díky svým vlastnostem velikou úživnost pro rostliny. Díky své struktuře a souvaznosti hlavně v minulosti hojně využívány jako cihlářské hlíny. Svislé sprašové stěny jsou dlouhodobě stabilní a jsou ideálním fosilizačním prostředím pro vápnité ulity měkkýšů a kosti obratlovců (Hošek, Horáček 2015).

2.2 Sprašové série

Pokud mohly spraše vznikat delší dobu, zejména potom v průběhu několika teplotních výkyvů, vytvořily zde souvrství, kde se střídá sprašový pokryv s fosilními půdami. Tato souvrství označujeme jako sprašové série. Ve stavbě těchto sérií se odráží kvartérní klimaticko-sedimentační cyklus (Kukla 1961). Díky tomu mají sprašové série velký význam pro kvartérní stratigrafii.



Obr. 1: Sprašová série Bůhzdař (zdroj: Jaroslav Máslo)

Ve sprašových sériích můžeme narazit na tři základní typy úložných poměrů: plošinný, šupinovitý a úpadový (Ložek 1973).

U plošinných (subhorizontálních) úložných poměrů spraše a další půdní komplexy tvoří téměř vodorovné vrstvy a ukládají se tedy souhlasně na sebe. Tento typ ukládání je ve střední Evropě vyvinut na pravém břehu Dunaje v Maďarsku a v přílehlé části bývalé Jugoslávie. V těchto oblastech se tvoří až 50 m mocné série. Na našem území není tento typ příliš dobře vyvinut. V oblasti České vysočiny jsou sice spraše uloženy téměř vodorovně, ale díky silné deflaci, která probíhala v dobách jejich vzniku a nedovolovala nakupení mocnějších souvrství, nedosahují velké mocnosti, ani nejsou silně členěny (Ložek 1973).

U šupinovitých (teleskopických) úložných poměrů přesahují sprašové pokryvy šupinovitě přes sebe. Mladší spraše a půdní komplexy tedy vyklíňují do starších vrstev, které leží výše ve svahu. Tento typ ukládání je vyvinut v údolích České vysočiny (Ložek in Ložek 1973). Šupinovitou stavbu lze nejlépe sledovat v dlouhých odkryvech (např. v cihelnách), kde se lze dobře přesvědčit o vzájemném poměru jednotlivých vrstev. Pokud je odkryv malý, může se stát, že starším vrstvám je přisuzováno mnohem nižší stáří (Ložek 1973).

V případě úpadových (úvalinových) úložných poměrů jsou spraše a půdní komplexy členěny úpady. (Úpad je malý, suchý vhloubený tvar reliéfu, nejčastěji úvalovitého, nebo neckovitého tvaru. Úpady vznikají působením tekoucí vody spolu v kombinaci s modelací svahu. Úpady mají plochá dno, které se pozvolna mění v mírný svah (Lexikon tvarů reliéfu České republiky).) Spraše a půdní komplexy jsou v úpadech plně vyvinuty (Ložek 1973). Úpadový typ úložných poměrů je zastoupen v okrajových částech Karpatské kotliny nebo například na jižní Moravě (Kukla, Ložek, Bárta in Ložek 1973).

Nejčastějšími členy sprašových sérií a půdami, které se na spraši tvoří jsou na našem území černozemě a hnědozemě (Ložek 1973).

2.3 Rozšíření spraší ve světě

Spraše pokrývají v dnešní době okolo 10 % zemského povrchu. Z hlediska plošného výskytu patří spraše mezi nejrozšířenější horniny na zemském povrchu. Díky rozšíření, mineralogickému složení a příznivé struktuře tvoří spraše podloží nejrůznějších zemědělských půd světa (Muhs 2007).

Spraš pokrývá velké plochy mírného podnebného pásu severní polokoule. V Evropě jsou spraše rozšířeny mezi někdejší alpským a severoevropským zaledněním. Toto území je označováno jako *Evropský sprašový pás* (European loess belt). Pás spraší se táhne ze střední Francie, do jižního Polska, přes Ukrajinu do Povolží a odtud dále do Asie. Na Ukrajině je velké území, kde jsou rozšířeny spraše označováno *Ukrajinský sprašový pás*. Většina evropských spraší se tedy rozkládá mezi 40° a 60° s. z. š. (Muhs 2007). V Rusku jsou spraše rozšířeny na Sibiři, kde tvoří *Ruský sprašový pás*. Ten je doplněn sprašemi v okolí jezera Bajkal a *Jakutským sprašovým pásem*. Od Kaspického moře na východ se nachází několik sprašových pásem, například *Kazašský sprašový pás*, *Tádžický sprašový pás* nebo *Uzbecká spraš*. Spraš je velmi hojně rozšířena v Číně, kde pokrývá obrovské plochy v nižších nadmořských výškách, které nejsou blízko někdejších kontinentálních, horských nebo údolních ledovců. Konkrétně jsou to v Číně *Čínské sprašové plató* a spraše okolo pouště Taklamakan. V subtropických a tropických oblastech Eurasie se spraš nevyskytuje (Muhs 2007, Ložek 1973).

Spraš je rozšířena také na obou amerických světadílech. V Severní Americe pokrývá spraš rozsáhlá území okolo řeky Mississippi (*Mississippi Valley loess* a *Great Plains loess*) a východně od Skalistých hor. Spraš také nalezneme na Aljašském poloostrově. V Jižní Americe nalezneme spraš v Argentině a Uruguayi okolo zálivu La Plata (Muhs 2007).

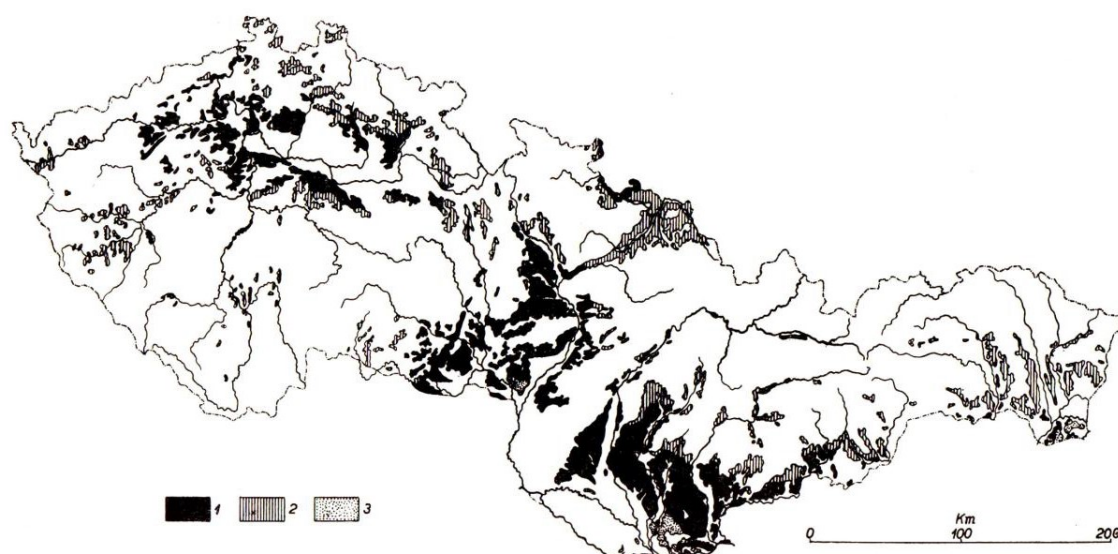
Spraš není příliš rozšířená v Africe, ale jsou zde dobře zmapované sprašové oblasti v Tunisku, Libyi, Nigérii, Namibii a Izraeli. Stejně tak není spraš rozšířena v Austrálii, ale na většině Nového Zélandu spraše nalezneme (Muhs 2007, Ložek 1973).



Obr. 2: Rozšíření spraší v Eurasii (zdroj: Muhs 2007)

2.4 Rozšíření spraší na našem území

Spraše jsou na našem území hojně rozšířeny (viz obr. 2). Dříve na našem území tvořily spraše podklad pro sprašovou step. Na spraši se poté vytvořila černozem, která by dávno ztratila některé své znaky, nebýt zemědělské činnosti člověka, která probíhá již od neolitu. Ten chránil černozemní pokryv před postupujícím lesem tak, že vytvářel otevřenou zemědělskou krajinu. Spraše poskytují v dnešní době vápnitý substrát i v oblastech kde podklad tvoří nevápnité horniny. Tak je tomu například v severní polovině Čech, kde je podklad tvořen pískovci. Díky spraši je zde možná orba a ovocnářství (např. oblasti v Českém ráji) (Ložek 2010a).



Obr. 3: Rozšíření spraší a dalších eolických sedimentů v Československu. (1. spraše, 2. prachovice, 3. vápnité a sprašovitě váte pískey.) (zdroj: Ložek 1973)

V oblasti moravských úvalů (Hornomoravský, Dolnomoravský a Dyjskosvratecký úval) tvoří spraše významné pokryvy. O něco méně plošně rozsáhlé sprašové pokryvy se nacházejí v Polabí a ve středních Čechách (Zeman 2003).

Z „moravských oblastí“ je nutno zmínit jednu z českých nejvýznamnějších lokalit, a to Červený kopec v Brně. Lokalita se nachází na jihovýchodním okraji Českého masívu. Během pleistocénu zde došlo k uložení sprší o mocnosti až 30 m. Tato série pokrývá pět terasových stupňů řeky Svratky. (Kukla 1975).

Další významnou lokalitou je cihelna v Dolních Věstonicích. Lokalita se nachází u Pavlovských vrchů na břehu řeky Dyje a je součástí Evropského sprašového pásu. Tato sprašová série leží na hranici oceánského a kontinentálního klimatu a je podstatná pro rekonstrukci klimatických podmínek v minulosti (Fuchs a kol. 2013). Celková mocnost odkryvu je 16 m a střídají se zde vrstvy spraše, písčité spraše a různých půdních horizontů (např. parahnědozem a černozem). Na povrchu se vyvinula recentní černozem. Staří sedimentů je datováno do posledního glaciálního cyklu (např. Klíma a kol. 1961 in Bábek a kol. 2011). Ve spraši i černozemi se vyskytují schránky teplomilní měkkýši. Lokalita je známá zejména díky pozůstatkům po lovcích mamutů, kteří zde žili asi před 26 000 lety (Bábek a kol. 2011; Havlíček 1993).



Obr. 4: Sprašová série v cihelně Dolní Věstonice (zdroj: Havlíček, 1993)

Severně od Prahy se nachází sprašová rokle u Zeměch. Jednotlivé sprašové vrstvy zde dosahují mocnosti až 10 m a celková mocnost profilu sprašových závějí je až 30 m. V této sérii můžeme vidět 3 komplexy fosilních půd. Dva z nich jsou černozemě a jeden parahnědozem (Gürtlerová 2010). Díky výstupu spraše k povrchu na hranách rokle se zde ještě nedávno nacházela bohatá stepní květena (Ložek 2010a).

3. Koloběh uhlíku a kyslíku

3.1 Koloběh uhlíku

Koloběh uhlíku je cyklus, během kterého je uhlík vyměňován mezi biosférou, hydrosférou, pedosférou, geosférou a atmosférou Země. Uhlík je hlavní složkou biologických sloučenin a také většiny minerálů, například vápence (Schlesinger, Andrews 2000).

Na zemi nacházíme tři základní rezervoáry uhlíku: oceán, pevnina a atmosféra. Výměna uhlíku mezi těmito rezervoáry je výsledkem různých fyzikálních, chemických, biologických a geologických procesů. Nejvíce uhlíku je uloženo v zemské kůře. Je to zhruba 100 000 000 Gt. Druhým největším rezervoárem je oceán. V oceánech je uložena asi 38 000 Gt uhlíku. Nejvíce

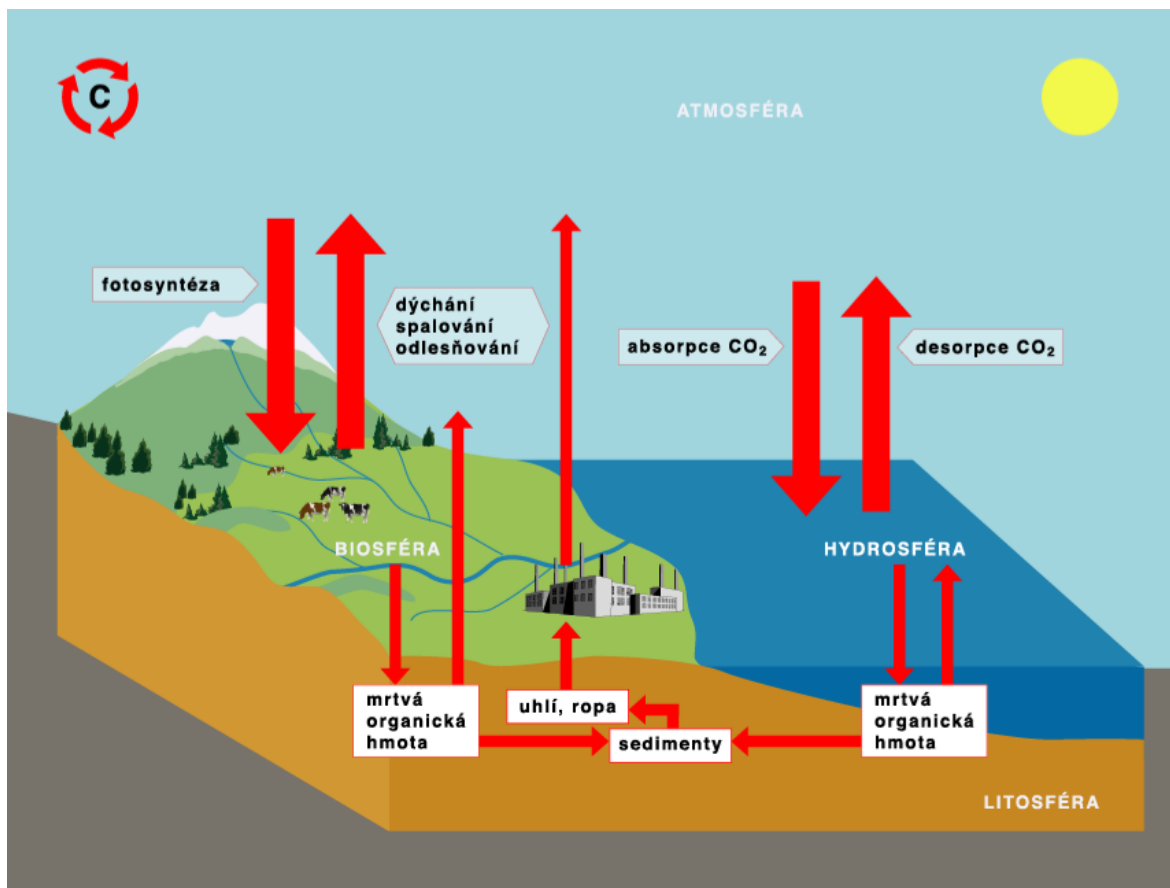
se hromadí ve velkých hloubkách v chladných oceánech. Zde je totiž zabráněno zpětnému vypařování do atmosféry vrstvou lehčí sladké vody (Falkowski a kol. 2000). Další v pořadí jsou suchozemské ekosystémy. Zde je uhlík uložen v tělech rostlin, živočichů, v mikroorganismech a v půdě. Velké množství uhlíku se nachází v biomase tropických lesů, která je činností mikroorganismů rozkládána a uhlík může být během několika let uvolněn zpět do atmosféry. Nejvíce půdního uhlíku se nachází v permafrostu, zde ale nedochází k jeho uvolňování ve velké míře, protože půda je ve zmrzlé formě. V atmosféře je 50x méně uhlíku než v oceánech. V atmosféře najdeme uhlík hlavně ve formě oxidu uhličitého (CO₂) (tvoří asi 0,04 % atmosféry), který je významným skleníkovým plynem. Dále se zde vyskytuje ve formě oxidu uhelnatého a metanu (Schlesinger, Andrews 2000).

Do atmosféry se CO₂ dostává například díky dýchání živočichů. CO₂ v tomto případě vzniká rozkladem organických molekul. Další možností uvolnění uhlíku do atmosféry je rozkládání biomasy, a to dvěma způsoby. První možnost je za přítomnosti kyslíku, kdy se uhlík uvolňuje ve formě CO₂. Druhá možnost je anorganická, a to je uhlík uvolňován ve formě metanu. Dále se uhlík uvolňuje také při přirozených požárech. Při vulkanických procesech se kromě dalších plynů uvolňuje také CO₂ (Falkowski a kol. 2000).

Z atmosféry se uhlík dostává také několika způsoby. Prvním z nich je fotosyntéza, při které autotrofní organismy zpracovávají oxid uhličitý na sacharidy a vylučují kyslík. Další způsob spočívá v rozkládání CO₂ na hladině oceánů. V tomto případě studené oceány CO₂ dobře absorbují, a naopak teplé oceány CO₂ uvolňují. Ve vyšších vrstvách oceánu je uhlík také vázán na fytoplankton, kde je ukládán v tkáních a schránkách řas a sinic. Schránky poté klesají ke dnu, kde za působení kyseliny uhličité zvětrávají a vytváří např. vápenec (Falkowski a kol. 2000).

Mezi vzduchem a vodou probíhá výměna CO₂ poměrně rychle, a to v řádech dnů. Naopak ukládání uhlíku v podobě sedimentů trvá desítky, někdy i stovky tisíc let. Výměna mezi zemskými ekosystémy a atmosférou probíhá také rychle (Falkowski a kol. 2000).

V posledních dvou stoletích do koloběhu uhlíku zasahuje velkou měrou také člověk, a to například spalováním fosilních paliv nebo odlesňováním. Pokud jsou spalována fosilní paliva rozpadají se organické látky, které byly uchovány v biosféře po miliony let. Další změnu může přinést také globální oteplování, kdy by se mohl při tání permafrostu, začít uvolňovat uhlík ze zmrzlých půd (Falkowski a kol. 2010; Heimann, Reichstein 2008).



Obr. 5: Koloběh uhlíku (zdroj: <http://prirodopis9.wz.cz/atmosfera/atmosfera.html>)

3.1.1 Uhlík v půdě

V půdě nalezneme uhlík v mnoha formách. Uhlík je obsažen například v biomase, která se dělí na nadzemní a podzemní. Nadzemní biomasa je převážně opad (listí, jehličí, větvičky). Podzemní biomasu tvoří kořeny nebo například houbová vlákna. Další složkou jsou mikroorganismy. V půdě je uloženo více CO₂ než v atmosféře (Bot, Benites 2005).

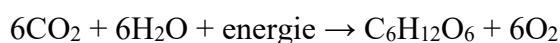
Uhlík v půdě můžeme rozdělit na organický a anorganický. Organickým uhlíkem se v tomto případě myslí uhlík, který byl vyprodukován živými organismy. Zahrnuje tedy organickou hmotu ve všech stádiích rozkladu, humus nebo například odumřelé kořeny rostlin. Anorganický uhlík může pocházet z matečních hornin, srážek, z podzemní vody nebo může vzniknout pedogenetickými karbonizujícími procesy (Stolbovoi 2002).

Organický uhlík se v půdě kupí v humusovém horizontu a ve svrchním organominerálním horizontu. Organická hmota se do půdy dostává několika způsoby. Nejčastějším zdrojem jsou nadzemní části rostlin (opadanka), ale velkou roli hrají také kořeny. Organická hmota je rozkládána na CO₂ a vedlejší produkty. Tento proces se nazývá mineralizace (Prát 1964).

3.2 Koloběh kyslíku

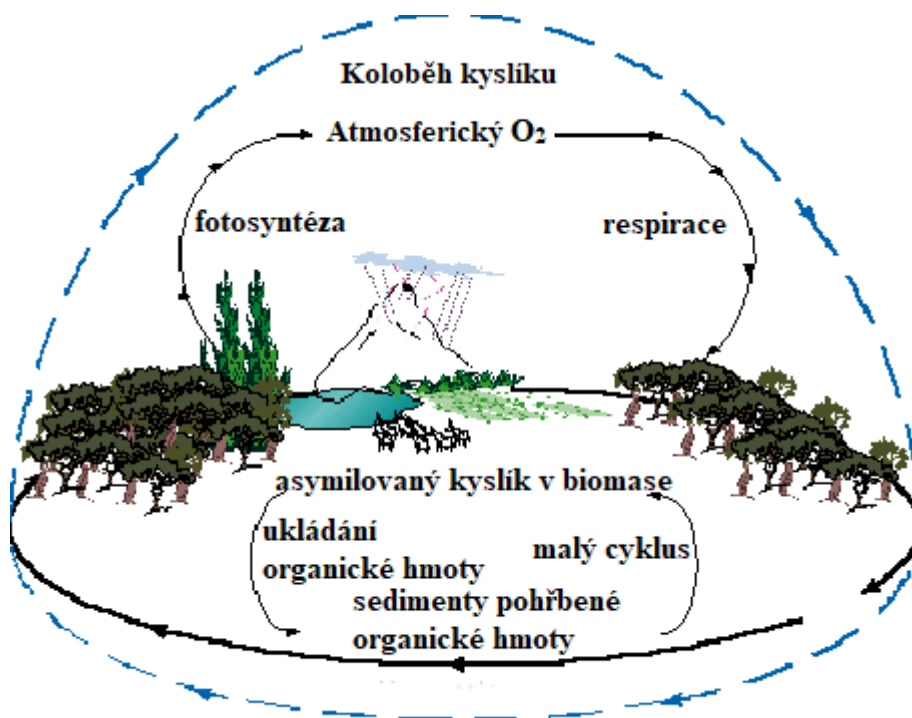
Koloběh kyslíku, je biogeochemický cyklus, který vyměňuje kyslík mezi třemi základními rezervoáry. Těmi jsou zemská atmosféra, biosféra a litosféra. Největší zásluhu na tomto koloběhu má fotosyntéza (Tega 2010)

Největším rezervoárem kyslíku je zemská kůra. Je to z toho důvodu, že zde nalezneme kyslík ve spoustě oxidů. V litosféře je uloženo zhruba 99,5 % zásob kyslíku. V atmosféře je uloženo asi 0,36 % zásob kyslíku a v biosféře 0,01 % (Tega 2010)). Kyslík se do atmosféry a biosféry dostává hlavně během procesu fotosyntézy, během níž se rozkládá oxid uhličitý na kyslík:



Dalším zdrojem kyslíku, který nesmí být opomenut je voda.

Z atmosféry a biosféry se kyslík naopak dostává dýcháním autotrofních organismů, rozkladem mrtvé biomasy, přirozenými požáry nebo například spalováním fosilních paliv člověkem (<http://www.vitejtenazemi.cz/vzduch/index.php?article=60>).



Obr. 6: Koloběh kyslíku (Tega 2010)

4. Stabilní izotopy

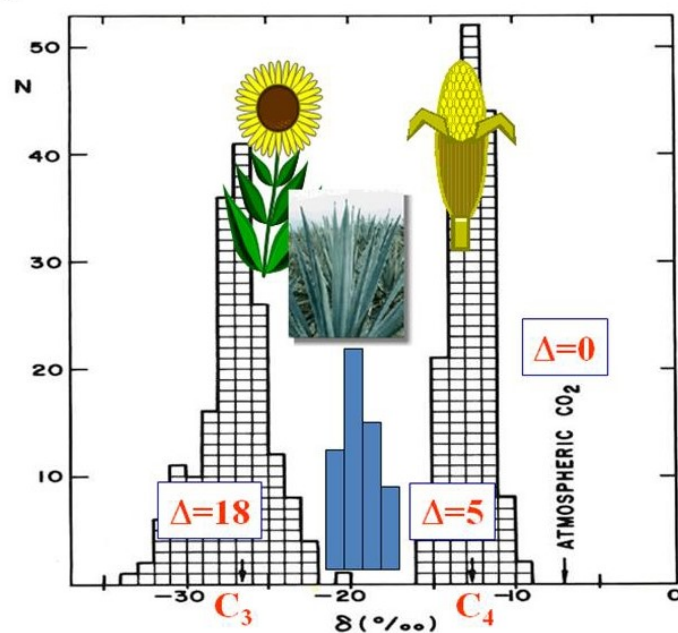
Každý chemický prvek má své protonové a neutronové číslo. Podle protonového čísla jsme schopni přesně určit o jaký prvek se jedná. Například uhlík má protonové číslo 6. Neutronová čísla už se ovšem v rámci jednotlivých prvků mohou měnit. Atomy, které mají stejné protonové číslo, ale liší se číslem neutronovým označujeme jako izotopy, nebo také izotopické nuklidy. Všechny existující prvky mohou být buď radioaktivní nebo stabilní. Z toho plyne, že jsou také radioaktivní a stabilní izotopy. Není výjimkou, že jeden prvek má jak radioaktivní, tak stabilní izotopy. Aby mohl být izotopická nuklid označen za stabilní, musí být jeho poločas rozpadu delší než 10^{18} roků (Šantrůček, Šantrůčková a kol. 2014).

Studium stabilních izotopů může pomoci při rekonstrukci klimatických podmínek v minulosti. Stabilní izotopy uhlíku a kyslíku ve sprašových sériích mohou poskytnout cenné informace o podmínkách, ve kterých probíhala sedimentace (Tabor, Myers 2015).

Izotopový poměr je jednou ze zkoumaných veličin. Jedná se o poměr zastoupení minoritního izotopu k četnosti majoritního izotopu. Minoritním izotopem je obvykle izotop těžší (Šantrůček, Šantrůčková a kol. 2014).

4.1 Izotopy uhlíku

Uhlík vytváří tři typy izotopů. Dva z nich jsou stabilní a jeden je radioaktivní. Stabilní izotopy jsou ^{12}C a ^{13}C . Izotop ^{13}C je těžší, protože má o jeden neutron navíc. Rozbor izotopů uhlíku může být použit k rozlišení rostlin C3 a C4. Rostliny typu C3 hodnot izotopového poměru -20 až -30‰. Oproti rostlinám typu C4 jsou tedy ochuzeny o těžší izotop uhlíku ^{13}C . Hodnoty izotopového složení pro rostliny typu C3 se pohybují v rozpětí -17 až -9 ‰ (Šantrůček, Šantrůčková a kol. 2014). Průměrné hodnoty izotopového poměru pro anorganickou hmotu jsou zhruba -10 ‰ (Boguckýj a kol. 2006).



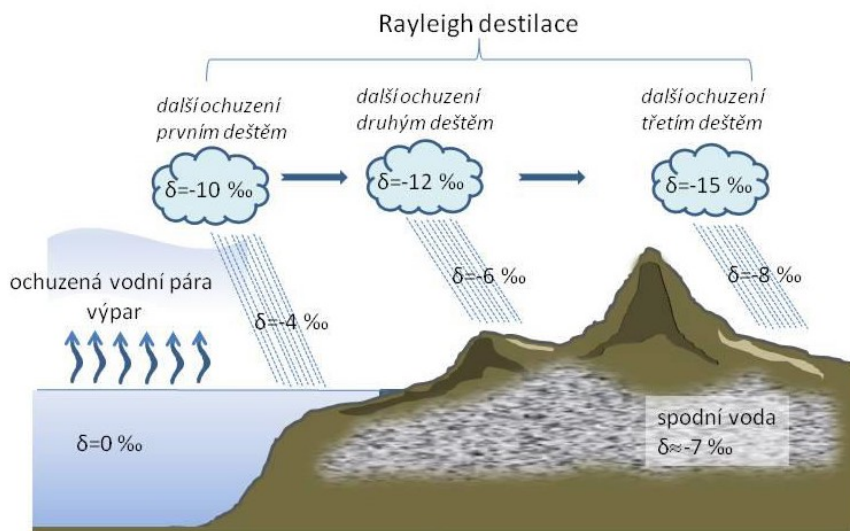
Obr. 7: Průměrné hodnoty izotopového poměru C pro skupiny rostlin C₃ a C₄. (zdroj: Šantrůček, Šantrůčková 2014).

Hodnoty izotopového poměru pro organickou hmotu jsou průměrně -24 ‰ (Li, Liu 2003). Hodnoty pro sraše v Evropě se průměrně pohybují okolo -26 ‰ (Zech a kol. 2013).

4.2 Izotopy kyslíku

Kyslík se v přírodě vyskytuje ve třech typech stabilních izotopů. Těmito izotopy jsou ¹⁶O, ¹⁷O a ¹⁸O. Nejčastější je izotop ¹⁶O, který tvoří 99,8 % zásob kyslíku (Kovačiková, Brůžek 2008).

Izotopy kyslíku, které pocházejí z karbonátů, nebo organické půdní hmoty mohou tvořit zdroj informací pro rekonstrukci tepelných poměrů v minulosti.



Obr. 8: Vliv geografické polohy na izotopovém poměru O. (zdroj: Šantrůček, Šantrůčková a kol. 2014)

Na obr. 8 můžeme pozorovat, že izotopový poměr O je závislý na geografické poloze. Jelikož voda v oceánech má největší zastoupení těžkého izotopu kyslíku ^{18}O , těsně u pobřeží jsou hodnoty izotopového poměru O ve srážkách nejvyšší, protože během deště vypadává přednostně nejtěžší izotop a tím se oblak stává izotopicky lehčím. S rostoucí vzdáleností od pobřeží tedy klesá zastoupení těžkého izotopu O (Šantrůček, Šantrůčková a kol. 2014).

5. Pedogenické karbonáty

Pedogenické karbonáty jsou poměrně častou součástí sprašových sérií. Základní dělení karbonátů je na primární a sekundární. Primární karbonáty ve spraši jsou tvořeny zejména kalcitovými a dolomitovými částicemi a prachem. Sekundární karbonáty potom vznikají z primárních během vertikálního, horizontálního nebo *in situ* přesídlení primárních karbonátů během pedogeneze v prostředí, kde probíhala sedimentace (Barta 2011). Tato práce se bude zabývat hlavně karbonáty sekundárními, které jsou běžnější než primární.

Částice pedogenických karbonátů mohou být podle velikosti rozděleny do tří skupin, a to mikrity, mikrosparity a sparity. Mikrity jsou karbonátové krystaly do velikosti 0,005 mm a je nemožné je separovat pod petrografickým mikroskopem. Mikrosparity mají délku 0,005-0,02 mm. Sparity jsou delší než 0,02 mm a jejich stavba může být zkoumána pod petrografickým mikroskopem (Barta 2011).

Pedogenické karbonáty poskytují velmi důležité informace o paleoenvironmentálním prostředí. Existuje mnoho typů karbonátů, například zvápenatělé buňky kořínků (*Calcified root cells, CRC*), Hypocoatings (HC), karbonátové povlaky (*Carbonate coatings, CC*), kalcitová jehličková vlákna (*Needle-fiber calcite, NFC*), což naznačuje rozdílné podmínky prostředí, ve kterém vznikly. Typ a vytríděnost karbonátů může pomoci s rekonstrukcí charakteru životního prostředí během pedogeneze. S jejich pomocí lze určit nejen vlhkost nebo vyprahlost tehdejšího klimatu, ale také například rozsáhlost a intenzitu eluviace (Barta 2011).

5.1 Sekundární pedogenické karbonáty malého měřítka

5.1.1 Zvápenatělé buňky kořínků (*Calcified root cells, CRC*)

Kořínky některých rostlinných druhů (zejména travin) zvápenatí a vytvoří strukturu kalcifikovaných kořenových buněk. Tyto buňky poté tvoří podlouhlé hranaté krystaly, které se spojují do „trubiček“ a vytvářejí rovné nebo zakřivené kanálky o střední délce zhruba 1 cm, ale také někdy tvoří jednotlivé krystaly. Kalcifikované kořenové buňky jsou tedy většinou výplněmi pórů. Mají průměr zhruba 1 mm. Zvápenatělé buňky kořínků jsou dobře rozeznatelné pro jejich zářivě bílou barvu. V mnoha případech mohou mít okolo sebe až 1 mm tlustou dekalifikovanou okrajovou vrstvu. Průřez zvápenatělých buněk kořínků je kruhového tvaru s prázdným prostorem uvnitř. Zvápenatělé buňky kořínků jsou z chemického hlediska tvořeny zejména kalcitem nebo kalcitem s nízkým obsahem hořčíku. Některé buňky mohou projít rozpouštěním a tím se vytvoří nepravidelné tvary (například „vyleptané“ jamky) na povrchu buňky. Tyto mikro útvary jsou viditelné pouze při velkém zvětšení (Barta 2011).

Velikost jednotlivých buněk se pohybuje mezi 0,03 a 0,125 mm, většinou je to mezi 0,06 a 0,08 mm. Jejich tvar je mírně zakulacený, charakteristický polyedrálním tvarem se zakulacenými hranami. Jednotlivé kalcifikované buňky přiléhají těsně ke skeletálním krystalům a v místech původních organických buněčných stěn zůstávají pozůstatky těchto stěn (Bécze-Deák a kol. 1997).

Pokud se zvápenatělé buňky kořínků nacházejí ve vápenatých materiálech, jsou často obklopeny HC o tloušťce pár mm. Během redepozice mohou být zvápenatělé buňky kořínků roztrženy a zůstanou poté ve formě jednotlivých krystalů. Je tedy možné, že jednotlivé krystaly dříve tvořily celé trubičky. Nenarušené zvápenatělé buňky kořínků tvoří tabulky a ty dále tvoří vrstvy a vyplňují tak prostor mezi vnější stěnou a dutinou uvnitř kanálku (Barta 2011).



Obr. 9: Zvápenatělé buňky kořínků. (zdroj: Barta 2011)

Tento typ karbonátu vzniká biomineralizací kořínků a svědčí o suchých podmínkách prostředí v době, kdy byl tvořen. Zvápenatělé buňky kořínků jsou utvářeny ve stejnou dobu, kdy probíhá sedimentace prachových částic ve spraši. Proces kalcifikace probíhá následovně. Povrch živého kořínku je obklopen dvojitou iontovou vrstvou. Silně záporný náboj kořínků je kompenzován kladnými ionty (zejména H^+). Díky velké koncentraci H^+ iontů se minerály, které obklopují kořínky, rozpouštějí a uvolňují důležité živiny. Ca^{2+} ionty, které nemohou opustit rizosféru způsobují kalcifikaci buněk kořínku. Kalcifikace neprobíhá pouze během života rostliny. Pokud rostlina uhynie a její kořínky začnou hnit, začne se kalcit srážet na povrchu nebo uvnitř hniajícího kořínku a tím tento kořenek také zcalcifikuje (Barta 2013).

5.1.2 Hypocoatings (HC)

HC jsou výplně pórů v půdě, tvořené $CaCO_3$. Barva HC není bílá jako u zvápenatělých buněk kořínků, ale HC jsou zbarveny spíše do béžové až světle hnědé barvy. Ve spraších je jejich průměr pár milimetrů a obvykle nejsou delší než 1 cm. HC jsou obvykle tvořeny mikritovými (<0,005 mm) nebo mikrosparitickými (0,005-0,02 mm) krystaly (Barta 2013). HC se obvykle

nachází v místech, kde původně vznikly, tedy *in situ*. HC se formovaly pravděpodobně v suchých podmínkách a vznikaly ve stejnou dobu, kdy se usazovaly prachové částice ve spraši. Jejich přítomnost upozorňuje na různorodou vegetaci v době jejich vzniku. Jelikož se často objevují společně se zvápenatělými buňkami kořínků, dá se odvodit, že různé rostlinné druhy reagují odlišně na stejné podmínky. Kořínky některých rostlin zkalifikují a tím se vytvoří zvápenaté buňky kořínků, zatímco u některých druhů se karbonáty vytvoří okolo kořínků (Barta 2011).

Existují dvě hypotézy o jejich vzniku. První souvisí s metabolismem kořínků. Rostoucí mikrity obklopi zbytky kořínků. V blízkosti kořínku je velké množství CO₂ a vysoušení půdy vede k tomu, že se CO₂ uvolňuje, a to vede k rychlé krystalizaci rozpuštěného vápníku do formy mikritů. HC se tedy tvoří okolo pórů vytvořených kořínky. To je důvod proč často obklopují zvápenaté buňky kořínků (Wieder, Yaalon 1982)

Druhá hypotéza přináší dvě možnosti o vzniku HC. Podle první vznikají HC evaporací roztoků bohatých na vápník z půdy. Podle druhé možnosti vznikají HC tak, že se karbonát vysráží z půdního roztoku pronikajícího do půdy, nebo proudícího okolo pórů v půdě (Brewer 1964). Ani jedna z těchto hypotéz zatím nebyla dokázána, nebo vyvrácena (Becze-Deák a kol. 1997).

5.1.3 Karbonátové povlaky (Carbonate coatings, CC)

Karbonátové povlaky se řadí mezi půdní novotvary, které obklopují povrch dutin, ale nevyplňují je z více než 90 % (Stoops 2003). Tyto půdní novotvary se objevují v prasklinkách, v kořínkových kanálcích nebo okolo pórů. Narozdíl od HC, které vznikají ve stejnou dobu, kdy probíhá pedogeneze, karbonátové povlaky mohou vznikat kdykoliv po usazení prachových částic (Barta 2011).

Rozlišuje se více typů karbonátových povlaků. 1) Karbonátové povlaky mohou tvořit úzkou vápenitou membránu na vnitřní stěně HC. Tento typ je označován jako běžný. Velikostí a vzhledem se velmi podobá HC, ale na rozdíl od nich je tvořen větším počtem homogenních zrn. 2) Karbonátové povlaky také mohou tvořit husté akumulace, které mají křídově bílou barvu (Barta 2013).



Obr. 10: Karbonátový povlak. (zdroj: Barta 2013).

Původ karbonátových povlaků může být vysvětlen dvěma způsoby. První způsob nesouvisí s biologickou aktivitou, karbonátové povlaky jsou tvořeny evaporací, nebo mechanickým přemístěním. Druhý způsob naopak s biologickou aktivitou souvisí. Některé povlaky jsou totiž tvořeny mikrobiálními kanálky nebo některými typy kalcitových jehličkových vláken (Durand a kol. 2010).

5.1.4 Kalcitová jehličková vlákna (*Needle-fiber calcite, NFC*)

Kalcitová jehličková vlákna jsou dalším z běžných druhů sekundárních karbonátů ve spraších. Nacházejí se v pórech, trhlinách vzniklých vysoušením a ve zlomech. Vzácně mohou tyto póry a trhliny zcela vyplňovat, kdežto zlomy jsou jimi často velmi hustě pokryty (Bajnóczi a kol. 2006). Kalcitová jehličková vlákna se často objevují v pórech spraší v přítomnosti HC a zvápenatělých buněk kořínků. Běžná přítomnost HC může naznačovat přítomnost vyšších rostlin v paleopůdách. Kalcitová jehličková vlákna se většinou objevují na přechodu mezi humózním horizontem a podpovrchovým horizontem půdotvorného substrátu (Barta 2011).

Kalcitová jehličková vlákna jsou tvořena kalcitem nebo kalcitem s nízkým obsahem hořčíku. Délka jednotlivých jehliček může být od pár setin mm až po několik milimetrů. Jehličky tvoří různé typy pokrytí pórů, například náhodné, spletené, nebo dotýkající se (Durand a kol. 2010).

Kalcitová jehličková vlákna jsou někdy označována jako pseudomycelium. Pseudomycelium je tvořeno volnými svazky, připomínajícími bavlnu, na stěnách pórů a povrchu půdy. Jehličky

mají v tomto případě průměr zhruba 0,001 mm a délku zhruba 0,06 mm (Kovda a kol. 2009). Barta (2013) ve svém článku uvádí, že pojem pseudomycelium by neměl být používán, protože je příliš obecný. Pojem pseudomycelium se někdy používá (hlavně dříve) i pro karbonáty typu HC (Barta 2011).

Podle velikosti mohou být kalcitová jehličková vlákna rozdělena do tří skupin. 1) *Mikrotyčinky* (<0,0005 mm široké a <0,002 mm dlouhé), 2) *krystaly* (0,0005-0,002 mm široké a až 0,1 mm dlouhé) jsou nejběžnější, 3) *jehličky* (0,002-0,02 mm široké a 0,03-1 mm dlouhé). Z morfologického hlediska se rozdělují dva typy: monokrystalické tyčinky a polykrystalické řetězce. Monokrystalické tyčinky se mohou objevovat jako jednotlivé pravidelné mikrotyčinky, pravidelné párové tyčinky nebo jako párové tyčinky se zoubkovanou hranou. Polykrystalické řetězce jsou tvořeny kalcity spojujícími se dohromady různými způsoby (Barta 2011).

Původ NFC může být organický i anorganický, obvykle se jedná o kombinaci obou. Tyto pedofeatures mohou vznikat biomineralizací hub nebo fyzikálně-chemickým srážením půdního roztoku (Bajnóczi a kol. 2006). Monokrystaly vznikají přímými biologickými procesy, zatímco polykrystalické řetězce jsou spojovány s intenzivním výparem a vysoušením (Verrecchia 1994).

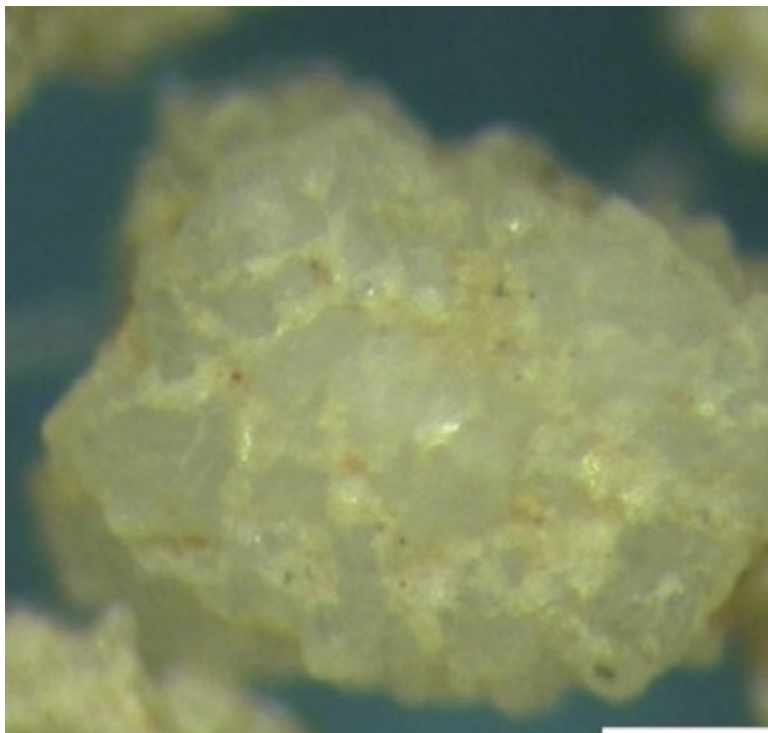
5.1.5 Žížalí biosferoidy (*Earthworm biospheroids*, EBS)

EBS se řadí mezi biogenní krystaly, které vznikly pod zemí. Jsou vylučovány žížalami, aby zabránily toxicitě vápníku v jejich prostředí. Tímto procesem žížaly stabilizují pH ve střevech a zároveň také vylučují přebytečný vápník (Barta 2013). Vápenitý karbonát je nejdříve ukládán ve formě drobných sféroidů (0,001-0,01 mm) ve žlázách žížal, ty se poté postupně přesunou do střev, kde jsou spojeny do větších celků a následně jsou vyloučeny. Různé druhy žížal produkují CaCO_3 ve formě granul o velikosti 0,1-2,5 mm – podle druhu žížal (Barta 2011).

Tento typ karbonátů se nejčastěji objevuje v půdní matrici, někdy v pozůstatcích žížal. Vylučování kalcitu žížalami může mít dva důvody. 1) Vylučování nadbytečné kalcitu z těla a/nebo 2) vyrovnávání hladiny pH jejich tělesných tekutin, oproti pH okolního prostředí, které je vysoké kvůli vysokému obsahu CO_2 . To probíhá srážením CaCO_3 (Becze-Deák a kol. 1997).

Žížalí biosferoidy mají obvykle elipsoidní tvar a jsou tvořeny jednotlivými kalcitovými krystaly, které jsou ovšem většinou spojeny dohromady. Žížalí biosferoidy jsou dlouhé 0,35-1 mm a široké 0,2-0,6 mm. V průměru měří 0,4-2 mm. Někdy jsou jejich vnější okraje ohraničeny úzkou tmavou vrstvou, která je pravděpodobně tvořena organickým materiálem.

Obvykle žížalí biosferoidy tvoří několik krystalů, kdy ten největší tvoří jádro, které je obklopeno menšími krystaly (Barta 2011).



Obr. 11: Žížalí biosferoidy. (zdroj: Barta 2013)

Podle toho, kde se žížalí biosferoidy nacházejí a z jejich stavu lze určit, jestli vznikly *in situ*, nebo jestli vznikly na jiném místě. (Becze-Deák a kol. 1997).

5.2 Sekundární Pedogenické karbonáty velkého měřítka

5.2.1 Cicváry

Až do teď byly popisovány karbonáty, které jsou v zahraniční literatuře označovány jako „microscale carbonates“. Cicváry spadají do kategorie, která je označována „macroscale carbonates“ (např. Barta 2011). Cicváry jsou velmi běžnou součástí sprašových sérií. Ložek (1973) definoval cicváry jako: jílovito-vápenaté konkrce s rozpukaným vnitřkem. Pokud jsou cicváry součástí vyvinutých půd (např. černozemí), vytvářejí nepravidelné tvary různých velikostí. Jejich barva je obvykle světle šedá. Jejich vnitřní struktura je tvořena 50-100 μm hlubokými póry a nepravidelnými dutinkami o průměru zhruba 2 mm (Barta 2011).

Cicváry mohou zaujímat nejrůznější tvary (viz obr. 12) (Yanrong a kol. 2018).



Obr. 12: Různé tvary cicvárů. (zdroj: Yanrong a kol 2018)

6. Metodika

6.1 Popis lokality

Lokalita odběru vzorků se nacházela v severozápadní části Prahy, v Dejvicích. Nadmořská výška v horní části profilu, ze kterého byly odebrány vzorky je zhruba 230 m n.m. Výkop byl prováděn za účelem stavby podzemního parkoviště. Lokalita se nachází uprostřed zástavby.

6.1.1 Fyzickogeografická charakteristika území

Klimatologie

Z hlediska klimatické regionalizace patří lokalita (stejně jako celé území Hlavního města Prahy) do teplé oblasti označované T4. Nejteplejším měsícem v oblasti je v dlouhodobém průměru červenec, nejstudenějším naopak leden (Quitt 1971). V červenci jsou průměrné teploty 17,9 °C, v lednu -2,0 °C. Průměrná roční teplota je 8-9 °C. Průměrný roční úhrn srážek je 400-500 mm. Největší úhrny srážek bývají v červenci, nejmenší v únoru. Na tyto dva měsíce připadá i nejvyšší a nejnižší počet dnů se srážkami.

Hydrologie

Hydrologicky lokalita spadá do povodí řeky Vltavy, která patří do povodí Labe, které dále odtéká do Severního moře. V oblasti dříve tekla Dejvický potok, který se vléval do Vltavy. Dnes už je ovšem z většiny kanalizovaný. Blízko lokality profilu, ze kterého byly odebrány vzorky se nacházel rybník, jehož důkazem jsou dnes už pouze bahnitá usazení v okolí Hadovky (http://web.archive.org/web/20131216182313/http://www.lesypraha.cz/Stripkyzhistorie/Brusnice%20a%20Dejvicky%20p./Dejvicky_potok_a_Brusnice.pdf).

Geologie a geomorfologie

Základní geologická soustavou je Český masív (Český masív je jednou ze dvou základních geologických soustav na území Česka. Druhou základní geologickou jednotkou jsou Západní Karpaty). Lokalita spadá to středočeské oblasti (bohemikum). Bohemikum je tvořeno zejména metamorfovanými a slabě metamorfovanými horninami paleozoika (stáří 545-355 mil. let). Nejstarší období vývoje však spadá do proteozoika (stáří 2500-545 mil. let). Regionem je Barraandien. Geologická jednotka je paleozoikum Barrandienu. Subjednotkou je pražská pánev (<http://www.geologicke-mapy.cz>).

Podle Geologické mapy 1:50 000 z roku 2013 jsou v místě odebíraného profilu mapovány pleistocenní spraše. Podloží profilu bylo tvořeno jílovitou břidlicí, která je mapována západně od lokality (<http://www.geologicke-mapy.cz>).

Geomorfologický celek, ve kterém se lokalita nachází je popsán v Tab. 1.

<i>System</i>	Hercynský systém
<i>Subsystém</i>	Hercynská pohoří
<i>Provincie</i>	České vysočina
<i>Subprovincie</i>	Poberounská subprovincie
<i>Oblast</i>	Brdská oblast
<i>Celek</i>	Pražská plošina

Tab. 1: Geomorfologický celek pro lokalitu profilu. (zdroj: <http://geoportal.cuzk.cz/Geoprohlizec/default.aspx?wmcid=9590>)

Pedologie

Dle mapy *Půda v mapách (2018)* jsou v lokalitě profilu mapovány hnědozemě. V blízkém okolí se dále vyskytují kambizemě, nebo regozemě. Hnědozemě a regozemě v lokalitě profilu jsou mapovány jako hluboké. Kambizemě jsou mapovány středně hluboké (<https://mapy.vumop.cz/> 2018).

Biogeografie

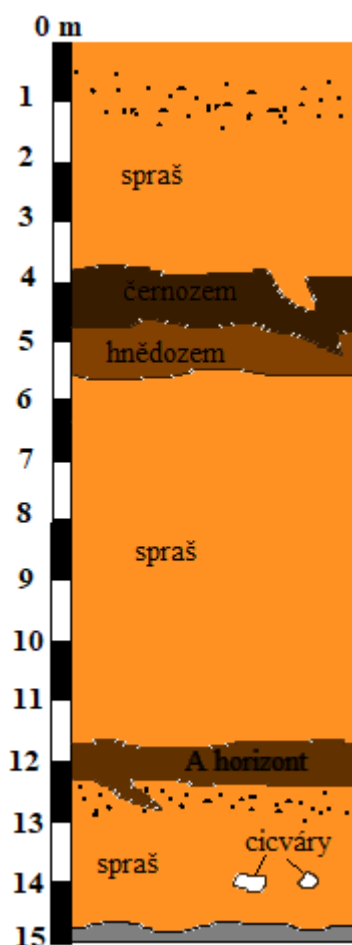
Lokalita, ve které se nacházel profil, ze kterého byly odebrány vzorky se nachází v městské zástavbě. Tato skutečnost vede k tomu, že původní fauna i flora jsou potlačeny. Přirozené by v oblasti byly doubravy a dubohabřiny. Pro oblast jsou typické ruderalní druhy jako sedmikráska, jitrocel větší, náletové dřeviny (např. jasan ztepilý), dále lipnicovité traviny (Chytrý a kol. 2009).

V lokalitě profilu se nevyskytuje příliš mnoho zvířecích druhů, ale je třeba zmínit například kunu lesní nebo potkana obecného. Toto jsou typické synantropní druhy a jsou schopny se

dobře přizpůsobit městské zástavbě a nacházejí útočiště v parcích. Naopak zástupců ptactva není ve městech málo, typický je kos černý, holub nebo vrabec domácí.

6.1.2 Popis půdního profilu, ze kterého byly odebrány vzorky

Vzorky byly odebírány z profilu mocného 15 m, přičemž vzorky, ze kterých byly později separovány karbonáty, byly z maximální hloubky 9,5 m. Profil se skládal z několika vrstev (viz obr. 13).



V hloubce od 0 do 3,9 m se nacházela první vrstva spraše. V první třetině spraš obsahovala štěrkové částice.

V hloubce 3,9 m začínala vrstva fosilní černozemě. Ta se v jednom místě vklíňovala do další vrstvy, kterou byla fosilní hnědozem. Vrstva hnědozemě končila v hloubce 5,5 m.

Následovala další vrstva spraše. Tato vrstva byla velmi bohatá na karbonáty typu CRC, a to zejména v hloubce od 6,3 do 9,5 m. Dále už karbonáty byly spíše ojedinělé.

V hloubce od 11,7 do 12,3 m byl fosilní humózní horizont A. Tato vrstva vklíňovala mrazovým klínem do další vrstvy spraše, která v horní třetině opět obsahovala štěrkové částice. Zhruba ve 14 m bylo nalezeno několik cicvárů. Podloží celého profilu tvořila skála.

Obr. 13: Schéma půdního profilu, ze kterého byly odebírány vzorky.

6.2 Metodika odběru vzorků a analýzy dat

Odběry vzorků proběhly v několika etapách v průběhu půl roku. Vzorky nebylo možné odebrat jednorázově, protože vždy bylo odkryto pouze pár metrů profilu, obvykle 2-4 m. Poté se vždy muselo čekat, než byla zpevněna část profilu, ze které byly odebrány předchozí vzorky, a následně byla vykopána další část profilu.

Vzorky byly vždy odebírány z očištěného profilu. Profil bylo nutné čistit, protože během výkopových prací, které byly prováděny bagrem, došlo vždy k překrytí jednotlivých vrstev

mezi sebou a tím došlo ke znehodnocení svrchní vrstvy, což by vedlo ke znehodnocení odebraných vzorků. Očištění profilu se provádělo lopatkou nebo dalšími nástroji tak, že se odloupla 5-10 cm tlustá svrchní vrstva hlíny. Tím se získal očištěný profil, ze které již bylo možné získat plnohodnotné vzorky.

Poté se odkrytá a očištěná část profilu rozdělila na 5 cm intervaly, ze kterých již bylo možné odebírat vzorky. Ve vyšších výškách byly vzorky odebírány ze žebříku, nebo z lešení. Pomocí nože a lopatky byl vždy odebrán vzorek půdy z 5 cm intervalu. Vzorek byl vždy uložen do plastového uzavíratelného sáčku, který byl popsán zkratkou hloubkou části profilu, ze které byl vzorek odebrán. Vzorky byly následně ukládány do krabice.

Odebrané vzorky byly následně sušeny v otevřených sáčcích při pokojové teplotě.

Po vysušení vzorků půdy následovala separace a určení typu jednotlivých karbonátů. Karbonáty byly separovány ze vzorků hlíny každých 10 cm. Ze sáčku byla za pomoci pinzety vyndána část hlíny, která obsahovala karbonáty, které byly viditelné okem. Odebraná část vzorku byla na Petriho misce přesunuta pod binolupu. Pod binolupou bylo nutno zaostřit již na jednotlivé karbonáty, jejich velikost se pohybovala zhruba od několika desetin mm po několik mm.

Po separaci karbonátů byly připraveny vzorky pro izotopové měření v Centru výzkumu stabilních izotopů Přírodovědecké fakulty UK. Z každého vzorku karbonátu bylo odváženo 150-300 μg . Vážení bylo prováděno na analytických vahách. Měření stabilních izotopů bylo provedeno na přístroji GasBench II Carbonate Device, který je propojen s hmotnostním spektrometrem Finnigan MAT253 v kontinuálním systému Flow IV.

Po změření hodnot byly vzorky rozděleny do tří skupin podle typu karbonátu. První skupinou jsou *CRC*, druhou skupinou *NFC* a třetí skupina je spojená pro typy karbonátů *HC a CC*. Skupiny byly mezi sebou vzájemně otestovány dvouvýběrovým f-testem pro rozptyl a následně podle toho, zda vyšel shodný nebo rozdílný rozptyl buď dvouvýběrovým t-testem s nerovností rozptylů, nebo dvouvýběrovým t-testem s rovností rozptylů. Na 5 % hladině testu byla buď vyvrácena nebo potvrzena nulová hypotéza, která byla stanovena takto: Jednotlivé skupiny karbonátů se neliší podle izotopického složení C/O. Stejným způsobem byly také otestovány skupiny karbonátů *CRC* v hloubce do 6,7 m a od 6,75 m.

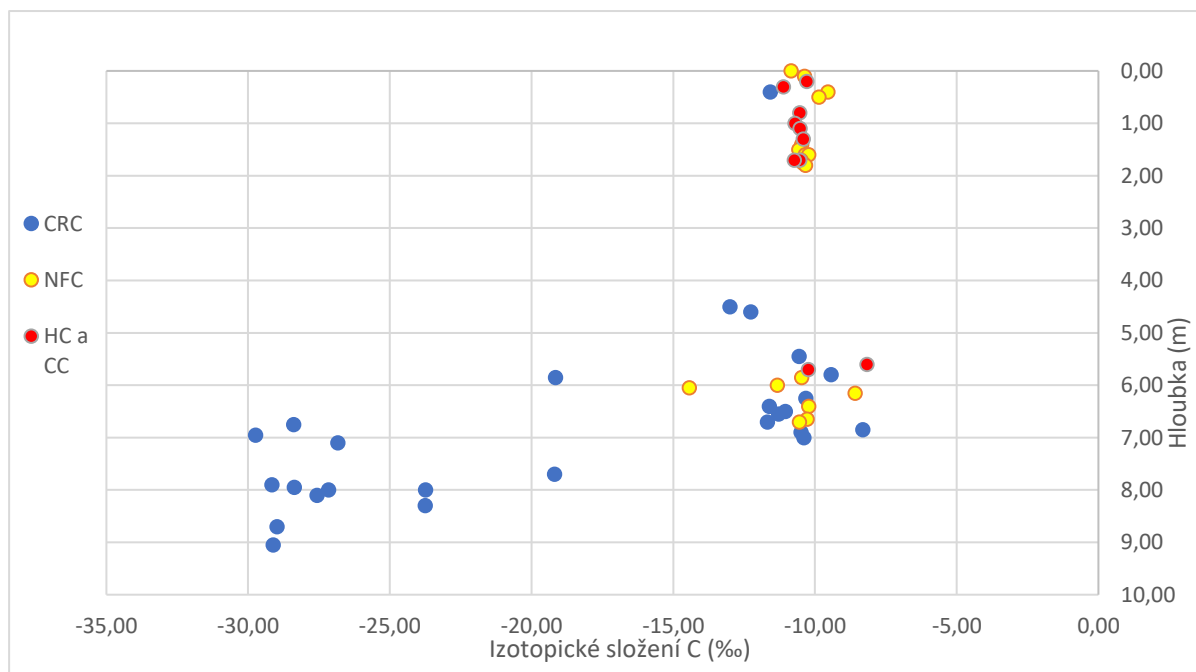
7. Výsledky

Pro měření bylo odebráno celkem 59 vzorků karbonátů. Karbonátů typu CRC bylo odebráno celkem 26. Karbonátů typu NFC bylo 19 a pro skupiny HC a CC bylo odebráno shodně 7 vzorků.

Tab. 2: Průměrné hodnoty izotopového poměru C a O vzorků jednotlivých skupin typů karbonátů.

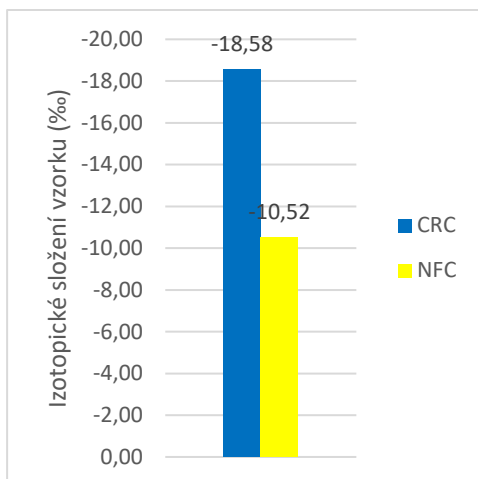
typ karbonátu	průměrná hodnota 13C/12C (‰)	průměrná hodnota 18O/16O (‰)	směrodatná odchylka C	směrodatná odchylka O
CRC	-18,58	-10,81	8,26	3,42
NFC	-10,52	-6,45	1,09	1,11
HC a CC	-10,22	-6,37	0,87	1,12

Na základě dvouvýběrového t-testu byly zjištěny průměrné hodnoty izotopického složení uhlíku a kyslíku pro všechny skupiny karbonátů (Tab. 2). Z průměrných hodnot je patrné, že hodnoty izotopického složení obou prvků jsou podobné pro skupiny *NFC* a *HC a CC*. Naopak hodnoty pro skupinu *CRC* jsou výrazně nižší v případě obou prvků. Velká směrodatná odchylka pro C v případě skupiny karbonátů *CRC* je způsobena karbonáty od hloubky cca 7 m, kde byly hodnoty výrazně nižší, než u karbonátů výše (viz dále).

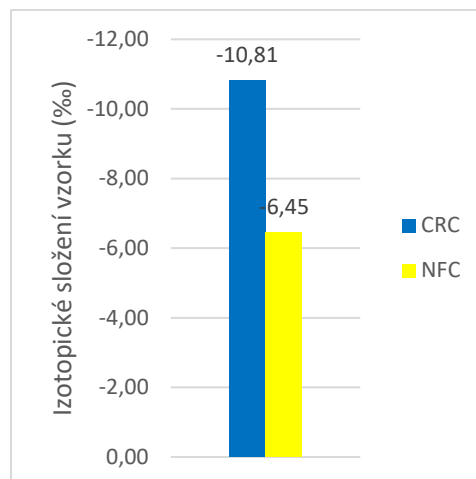


Obr. 14: Graf závislosti izotopového poměru C na hloubce, ve které se karbonát nacházel.

Na grafu (obr. 14) je viditelné, že od hloubky cca 7 m se u karbonátů snižuje zastoupení těžšího izotopu uhlíku ^{13}C . V této hloubce se vyskytovaly již pouze karbonáty typu CRC. Naopak v hloubce do 7 m jsou zastoupeny karbonáty ze všech tří skupin zhruba ve stejném počtu. V intervalu 2-4 m hloubky se karbonáty nevyskytovaly buď vůbec, nebo pouze v malém množství, které nebylo možno rozeznat, nebo z něho vzorky pro měření separovat.

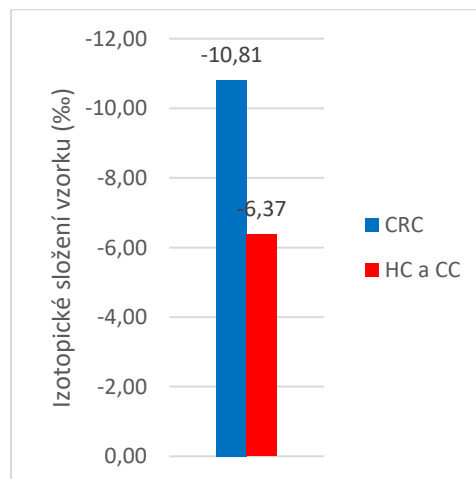
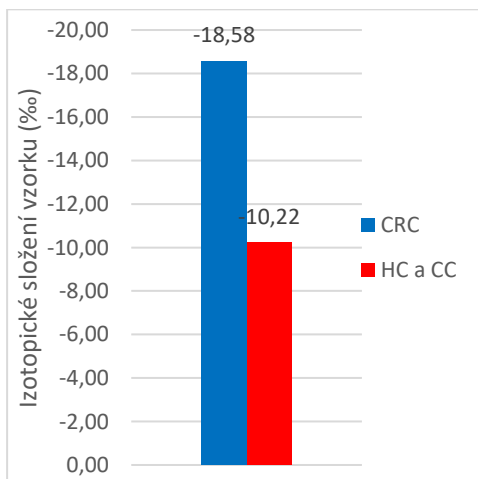


Obr. 15: Průměrné hodnoty izotopového poměru C pro skupiny karbonátů CRC a NFC.



Obr. 16: Průměrné hodnoty izotopového poměru O pro skupiny karbonátů CRC a NFC.

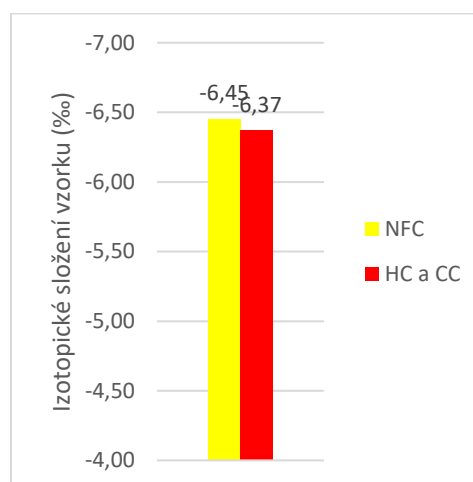
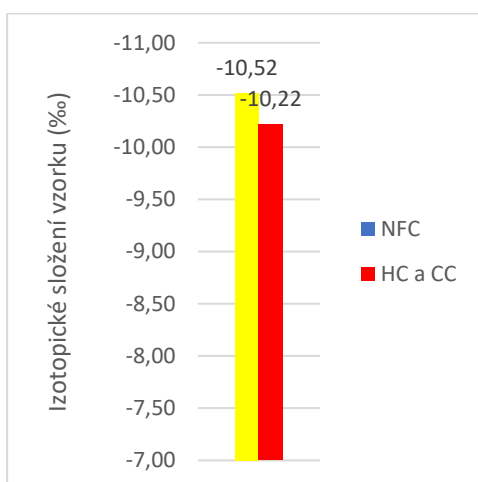
Na základě dvouvýběrového t-testu aplikovaného na skupiny karbonátů CRC a NFC byla zamítnuta nulová hypotéza: průměrné hodnoty izotopického složení C pro skupiny karbonátů CRC a NFC se neliší podle izotopického zastoupení C. Hodnoty CRC jsou výrazně nižší než hodnoty NFC. Hladina statistické významnosti pro oboustranný test byla v tomto případě $p=0,00013$. U průměrných hodnot je rozdíl 8,04‰.



Obr. 17: Průměrné hodnoty izotopového poměru C pro skupiny karbonátů CRC a HC a CC.

Obr. 18: Průměrné hodnoty izotopového poměru O pro skupiny karbonátů CRC a HC a CC.

Testováním bylo zjištěno, že průměrné hodnoty izotopického složení C i O se pro skupiny karbonátů *CRC* a *HC a CC* liší. Hodnota statistické významnosti pro oboustranný test byla v případě C $p=0,00058$, v případě O $p=0,000033$. U hodnot pro izotopického složení C je rozdíl 8,36 ‰, u izotopického složení O 4,44 ‰.

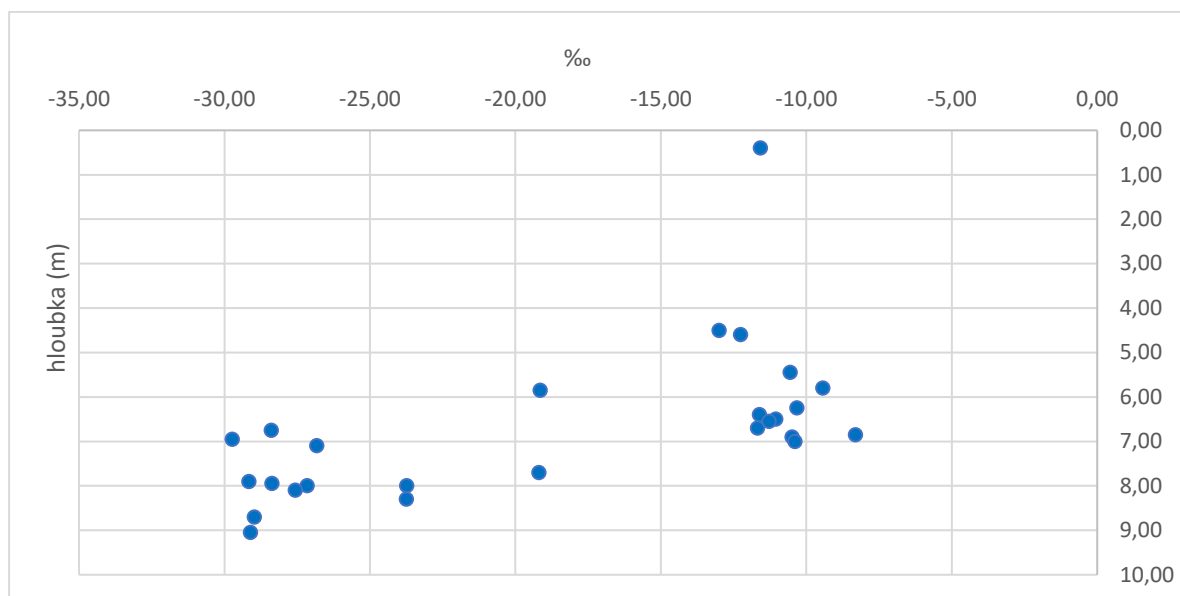


Obr. 19: Průměrné hodnoty izotopového poměru C pro skupiny karbonátů NFC a HC a CC.

Obr. 20: Průměrné hodnoty izotopového poměru O pro skupiny karbonátů NFC a HC a CC.

Aplikací dvouvýběrového t-testu na skupiny karbonátů *NFC* a *HC a CC* nebyla v jediném případě vyvrácená nulová hypotéza: průměrné hodnoty izotopového poměru C pro skupiny karbonátů *CRC* a *NFC* se neliší podle izotopového poměru C/O. Hladina statistické významnosti pro oboustranný test byla pro C $p=0,41$ a pro O $p=0,84$. Průměrné hodnoty jsou si v obou případech velmi podobné. Pro izotopový poměr C se liší o 0,3 ‰. V případě izotopového poměru O je rozdíl pouze 0,08 ‰.

Byly otestovány také skupiny *HC a CC* mezi sebou. Výsledkem testu bylo, že se izotopový poměr neliší ani v jednom případě. Pro C byla hladina statistické významnosti $p=0,74$ a pro O $p=0,081$.



Obr. 21: Graf závislosti izotopového poměru C karbonátů typu CRC na hloubce, ve které se karbonát nacházel.

Na grafu (obr. 21) je znázorněno, jak se mění izotopový poměr C karbonátů typu CRC v závislosti na hloubce. Je viditelné, že karbonáty typu CRC začaly od hloubky 6,75 m nabývat mnohem nižších hodnot izotopového poměru C. Průměrná hodnota izotopového poměru C pro skupinu CRC karbonátů do hloubky 6,7 m je -11,99 ‰. Pro skupinu od 6,75 m hlouběji je průměrná hodnota -23,41 ‰. Na základě dvouvýběrového t-testu s nerovností rozptylů byla zamítnuta nulová hypotéza: průměrné hodnoty izotopového poměru C pro tyto dvě skupiny se neliší podle izotopového poměru C. Hladina statistické významnosti pro oboustranný test byla v tomto případě $p=0,000039$.

Tab. 3: Ověření nulových hypotéz (p-hladina statistické významnosti pro oboustranný test).

Nulová hypotéza		
CRC a NFC se neliší podle C	vyvrácena	$p=0,00013$
CRC a NFC se neliší podle O	vyvrácena	$p=0,0000033$
CRC a HC a CC se neliší podle C	vyvrácena	$p=0,0006$
CRC a HC a CC se neliší podle O	vyvrácena	$p=0,000033$
NFC a HC a CC se neliší podle C	potvrzena	$p=0,41$
NFC a HC a CC se neliší podle O	potvrzena	$p=0,84$
HC a CC se neliší podle C	potvrzena	$p=0,74$
HC a CC se neliší podle O	potvrzena	$p=0,081$

8. Diskuze

Z výsledků měření izotopového poměru C je vidět, že karbonáty CRC mají nejnižší průměrnou hodnotu izotopového poměru C. Zbylé dvě skupiny karbonátů mají hodnotu vyrovnanou. Z toho vyplývá, že jednotlivé karbonáty vznikaly za jiných podmínek, nebo jiným způsobem. U karbonátů skupin NFC a HC a CC jsou výsledky měření izotopového poměru velmi podobné. Z toho je patrné, že karbonáty mohly vznikat za stejných podmínek.

Velké rozdíly hodnot izotopového poměru C mezi karbonáty typu CRC mohou být taktéž způsobeny rozdílnými podmínkami v době vzniku, jelikož od hranice 6,3 m hloubky velkým skokem kleslo zastoupení těžšího izotopu uhlíku. To by mohlo být také způsobeno tím, že zvápenatělé kořínkové buňky v nižších částech profilu mohou pocházet z rostlin typu C3. Naopak zvápenatělé kořínkové buňky ve vyšších částech profilu s hodnotami -11 až -12 ‰, kde bylo větší zastoupení těžšího izotopu C, by podle této teorie měly původ v rostlinách typu C4 (Collins a kol. 1986). Ovšem pro výskyt rostlin typu C4 v minulosti není příliš mnoho důkazů.

Sprašová vrstva pod paleočernozemí a paleohnědozemí je bohatá na karbonáty s větším zastoupením lehčího izotopu C. Lehké izotopy C v hloubce od zhruba 7 m jsou pravděpodobně známkou toho, že půda, ve které se nachází, vznikala v interglaciálu a nebyla odkarbonátována. Také to dokazuje to, že kořínky ve spraších dosahují značné hloubky (Collins a kol. 1986).

Větší zastoupení těžších izotopů uhlíku, které vidíme u karbonátů typu NFC, HC a CC a u některých karbonátů CRC znamená, že uhlík v nich pochází z CO₂. Pokud je více zastoupen lehčí izotop uhlíku, je zdrojem spíše organická hmota. V přírodě mají izotopové složení C podobné karbonátům CRC v hlubší části profilu rostliny. Naopak izotopové složení C podobné karbonátům typu NFC a HC a CC je běžné spíše pro anorganickou hmotu. Z toho lze také usuzovat, co bylo zdrojem uhlíku pro jednotlivé typy karbonátů (Bogucký a kol. 2006).

Hodnoty izotopového složení O pro skupiny NFC a HC a CC se pohybují okolo -6 ‰. To odpovídá tomu, že lokalita odkud vzorky pocházejí leží na pomezí oceánského a kontinentálního klimatu. Srážky, které jsou zjednodušeně zdrojem kyslíku v půdě jsou v této době již částečně ochuzeny o těžší izotop kyslíku. Pro oblasti, kde je oceánské klima, by hodnoty izotopového složení O byly zhruba -4 ‰ a pro oblasti s typicky kontinentálním klimatem by hodnoty byly zhruba -8 ‰. Toto potvrzuje tvrzení, že nejdříve se oblaka zbavují těžšího izotopu kyslíku a později padají srážky, ve kterých se zvyšuje zastoupení lehčího izotopu kyslíku (viz obr. 8) (Šantrůček, Šantrůčková a kol. 2014).

9. Závěr

Určování a pojmenování jednotlivých typů sekundárních pedogenických karbonátů není v mnoha případech jednoduché. Je to způsobeno také tím, že názvosloví pro sekundární pedogenické karbonáty nemělo po dlouhou dobu žádná pravidla. Dříve byl velmi používaný pojem pseudomycelia. Tento pojem byl ovšem používán pro různé typy karbonátů, a to zvápenatělé kořínkové buňky, hypocoatingy a kalcitová jehličková vlákna (Barta 2011). Barta (2011) uspořádala názvosloví a popsala celý problém. Pojem pseudomycelia by se měl používat pouze pro kalcitová jehličková vlákna, protože ta jeví popisované znaky tohoto typu karbonátů. Kalcitová jehličková vlákna kromě dalších znaků vizuálně velmi podobná skutečným myceliím (Barta 2011).

Měření izotopového poměru C a O v pedogenických karbonátech z dejvického profilu bylo zjištěno několik faktů. Prvním faktem je, že karbonáty typu CRC mají průměrné hodnoty izotopového poměru C i O nižší než zbylé analyzované karbonáty. Skupiny karbonátů NFC a HC a CC mají podobné průměrné hodnoty izotopového poměru C i O, což může být způsobeno tím, že vznikaly za podobných podmínek (Šantrůček, Šantrůčková a kol. 2014). V případě zkoumaného profilu lze říci, že izotopový poměr C karbonátů CRC je závislý na hloubce. Karbonáty pod druhou vrstvou paleopůd mají výrazně nižší zastoupení těžšího izotopu C. Z toho lze odvodit, že zdrojem jejich vzniku byla hlavně organická hmota (Boguckij a kol. 2006).

V některých případech mohlo dojít k chybnému určení typu karbonátu, což mohlo nějakým způsobem změnit výsledky. Aby bylo možné výsledky použít na rekonstrukci paleoenvironmentu, bylo by třeba analyzovat větší množství vzorků a použít například elektronový mikroskop k přesnějšímu určení typů karbonátů. Poté by bylo možno získat detailnější výsledky a tím i další možné informace o podmínkách, ve kterých karbonáty vznikaly.

10. Zdroje

ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.-D., MOINE, O., KUNESCH, S., HATTÉ, C., LANG, A., TISSOUX, H. and ZÖLLER, L. (2009): Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quaternary Science Reviews*, 28, č. 25–26, s. 2955–2973.

- BÁBEK, O., CHLACHULA, J., GRYGAR, T. M. (2011): Non-magnetic indicators of pedogenesis related to loess magnetic enhancement and depletion: Examples from the Czech Republic and southern Siberia. *Quaternary Science Reviews*, r. 30, č. 7-8, s. 967-979.
- BAJNÓCZI, B., KOVÁCS-KIS, V. (2006): Origin of pedogenic needle-fiber calcite revealed by micromorphology and stable isotope composition – a case study of a Quaternary paleosol from Hungary. *Chemie der Erde – Geochemistry*, 66, č. 3, s. 203-212.
- BARTA, G. (2011): Secondary carbonates in loess-paleosol sequences: a general review. *Central European Journal of Geosciences*, r. 3, č. 2, s. 129-146.
- BARTA, G. (2014): Paleoenvironmental reconstruction based on the morphology and distribution of secondary carbonates of the loess-paleosol sequence at Süttó, Hungary. *Quaternary International*, 319, s. 64-75.
- BECZE-DEÁK, J., LANGOHR, R., VERRECCHIA, E. P. (1997): Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma*, r. 76, č. 3-4, s. 221-252.
- BOGUCKYJ, A., ŁANCZONT, M., ŁAČKA, B., MADEYSKA, T., ZAWIDZKI, P. (2006): Stable isotopic composition of carbonates in Quaternary sediments of the Skala Podil'ska sequence (Ukraine). *Quaternary International*, 152-153, s. 3-13.
- BOHN, H., McNEAL, B., O'CONNOR, G. (1985): *Soil chemistry*, 2. vydání, New York: Wiley, 341 s.
- BOT, A., BENITES, J. (2005): *The importance of soil organic matter*. Rome: FAO, 95 s.
- BREWER, R. (1964): *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. New York: Wiley, 470 s.
- COLLINS, R. P. and JONES, M. B. (1986): The influence of climatic factors on the distribution of C4 species in Europe. *Vegetatio*, 64, č. 2-3, s. 121-129.
- DURAND, N., MONGER, H. C., CANTI, M. G. (2010): Calcium carbonate features. In: STOOPS, G., MARCELINO, V., MEES, F. (Eds.), *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier, s. 149-194.
- FALKOWSKI, P., SCHOLLES, R. J., BOYLE, E., CANADELL, J., CANFIELD, D., ELSER, J., GRUBER, N., HIBBARD, K., HÖGGER, P., LINDER, S., MACKANZIE, F.T., MOORE III, B., PEDERSEN, T., ROSENTHAL, Y., SEITZINGER, S., SMETACEK, S., STEFFEN,

W. (2000): The Global Carbon Cycle: A Test of Our Knowledge of Earth as a System. *Science*, 290, s. 291–296

FUCHS, M., KREUTZER, S., ROUSSEAU, D. D., ANTOINE, P., CHRISTINE, H., LAGROIX, F., MOINE, O., GAUTHIER, C., SVOBODA, J., LISÁ, L. (2013): The loess sequence of Dolní Věstonice, Czech Republic: A new OSL-based chronology of the Last Climatic Cycle. *Boreas*, 42, s. 664-677.

GÜRTLEROVÁ, P. (2010): Sprašová rokle u Zeměch [online]. [cit. 2018-07-22]. Dostupné z: <http://lokality.geology.cz/55>

HAVLÍČEK, P. (1993): Kalendář věků [online]. [cit. 2018-07-22]. Dostupné z: <http://lokality.geology.cz/676>

HEIMANN, M., REICHSTEIN, M. (2008): Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks. *Nature*, 451, s. 289-292.

HOŠEK, J., HORÁČEK, I. (2015): Spraše včera a dnes. *Vesmír*, 94, s. 488-491.

CHYTRÝ, M., LÁNÍKOVÁ, D., LOSOSOVÁ, Z., SÁDLO, J., OTÝPKOVÁ, Z., KOČÍ, M., PETŘÍK, P., ŠUMBEROVÁ, K., NEUHÄUSLOVÁ, Z., HÁJKOVÁ, P., HÁJEK, M., KRÁLOVÁ, Š., KARIMOVÁ, K., DANIHELKA, J., TICHÝ, L., MICHALCOVÁ, D., HÁJEK, O., KUBOŠOVÁ, K. (2009): Vegetace České republiky 2. Ruderální, plevelová, skalní a suťová vegetace. Praha: Academia, 520 s.

KOVAČIKOVÁ, L., BRŮŽEK, J. (2008): Stabilní izotopy a bioarcheologie– výživa a sledování migrací v populacích minulosti (1). *Živa*, r. 2008, č. 1, s. 42-45.

KOVDA, I., SYCHEVA, S., LEBEDEVA, M., INOZEMTZEV, S. (2009): Variability of carbonate pedofeatures in a loesspaleosol sequence and their use for paleoreconstruction. *Journal of Mountain Science*, 6, s. 155-161.

KUKLA, G. (1975): Loess stratigraphy of central Europe. In: BUTZER, K. W., ISAAC, G. I. (Eds.), *After the Australopithecines*, Paris: Mouton Publishers, s. 99-188.

LI, Y., LIU, T. (2003): $\delta^{13}\text{C}$ values of the loess-paleosol sequence in Dali area, Shaanxi Province, China, and paleoenvironmental implications. *Chinese Science Bulletin*, 48, 9, s. 902.

LOŽEK, V. (1965): Das Problem der Lößbildung und die Lößmollusken. *E&G – Quaternary Science Journal*, 16, s. 61-75.

- LOŽEK, V. (1973): Příroda ve čtvrtohorách. Praha: Academia, 372 s.
- LOŽEK, V. (2010a): Spraš a sprašová step – přehlížený biot ledových dob, I. Spraš – zemina dvou tváří. *Živa*, r. 2010, č. 3, s. 98-101.
- LOŽEK, V. (2010b): Spraš a sprašová step – přehlížený biot ledových dob, II. Sprašová step – významný prvek glaciální krajiny. *Živa*, r. 2010, č. 4, s. 146-149.
- MUHS, D. R. (2007): Loess deposits, origins and properties. *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier, s. 1405-1418.
- PRÁT, S. (1964): Humus a jeho význam. Praha: Nakladatelství Československé akademie věd, 168 s.
- PYE, K. (1987): Aeolian dust and dust deposits. London: Academic Press. 334 s.
- PYE, K. (1995): The nature, origin and accumulations of loess. *Quaternary Science Reviews*, 14, s. 653-657.
- QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Praha: Academia, 73 s.
- SCHLESINGER, W., ANDREWS, J. (2000): Soil respiration and the global carbon cycle. *Biogeochemistry*, r. 48, č. 1, s. 7-20.
- SMOLÍK, L. (1957): Pedologie. Praha: Státní nakladatelství technické literatury, 400 s.
- STOLBOVOI, V. (2002): Carbon in Russian Soils. *Climatic Change*. 55. s. 131–156.
- STOOPS, G. (2003): Guidelines for analysis and descriptions of soil and regolith thin sections. Madison: Soil Science Society of America, 184 s.
- ŠANTRŮČEK, J., ŠANTRŮČKOVÁ, H., KAŠTOVSKÁ, E., KVĚTOŇ, J., TAHOVSKÁ, K. (2014): Stabilní izotopy a jejich použití v biologii a ekologii. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, České Budějovice, 111 s.
- TABOR, N. J. and MYERS, T. S. (2015): Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, r. 43, č. 1, s. 333–361.
- TEGGA, J. (2010): Oxygen cycle [online]. [cit. 2018-07-22]. Dostupné z: <https://www.universetoday.com/61080/oxygen-cycle/>
- VERRECCHIA, E. P., VERRECCHIA, K. E. (1994): Needle-fiber calcite: a critical review and proposed classification. *Journal of Sedimentary Research*, 64, s. 650-664.

WIEDER, M., YALON, D. H. (1982): Micromorphological fabrics and development stages of carbonate nodular form related to soil characteristics. *Geoderma*, 28, s. 303-320.

YANRONG, L., WEIWEI, Z., ADNAN, A., XIANOHONG, D. (2018): Formation of calcareous nodules in loess–paleosol sequences: Reviews of existing models with a proposed new “per evapotranspiration model”. *Journal of Asian Earth Science*, 154, s. 8-16.

ZEMAN, A. (2003): Eolické sedimenty. In: RŮTIČKOVÁ, E., RŮTIČKA, M., ZEMAN, A., KADLEC, J.: Kvarterní klastické sedimenty České Republiky. Praha: Česká geologická služba, 68 s.

ZECH, R., ZECH, M., MARKOVIĆ, S., HAMBACH, U., HUYANG, Y. (2013): Humid glacials, arid interglacials? Critical thoughts on pedogenesis and paleoclimate based on multi-proxy analyses of the loess-paleosol sequence Crvenka, Northern Serbia. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 387, s. 165-175.

Další zdroje:

<https://geography.upol.cz/soubory/studium/e-ucebnice/Smolova-2010/index.html> [cit. 2018-07-22]

<http://www.geologicke-mapy.cz> [cit. 2018-07-22]

<http://geoportal.cuzk.cz/Geoprohlizec/default.aspx?wmcid=9590> [cit. 2018-07-22]

<http://prirodopis9.wz.cz/atmosfera/atmosfera.html> [cit. 2018-07-22]

http://web.archive.org/web/20131216182313/http://www.lesypraha.cz/Stripkyzhistorie/Brusnice%20a%20Dejvicky%20p./Dejvicky_potok_a_Brusnice.pdf [cit. 2018-07-22]

<http://www.vitejtenazemi.cz/vzduch/index.php?article=60> [cit. 2018-07-22]

<https://mapy.vumop.cz/> [cit. 2018-07-22]