

Proč se vědci obávají odtávání permafrostu

Záměrem následujícího článku je seznámit čtenáře s tím, jak velký význam mají věčně zmrzlé (permafrostové) půdy v cyklu uhlíku, jaké množství uhlíku zadržují nebo uvolňují a jaká je jejich zranitelnost v podmínkách měnícího se klimatu. Současně si vysvětlíme, jak a proč může odtávání věčně zmrzlých vrstev půdy ovlivnit klima. Celé vysvětlení doplňujeme stručným popisem mezinárodního projektu CryoCARB, jehož cílem bylo vysvětlit roli půdních mikroorganismů v zadržování nebo uvolňování uhlíku z půd. Na jeho řešení jsme se na katedře biologie ekosystémů Přírodovědecké fakulty Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích podíleli ve spolupráci s kolegy z několika evropských univerzit.

Permafrost je „věčně“ zmrzlá vrstva horniny, sedimentu nebo půdy. Vyskytuje se hlavně v chladných oblastech za polárním kruhem, především na severní polokouli v oblasti Arktidy, a celkově pokrývá 20–25 % povrchu pevniny. Za polárním kruhem, kde se drží průměrné roční teploty pod 5 °C, mohou zimní teploty klesat až pod -50 °C a léta jsou současně příliš chladná a krátká na to, aby dovolila půdě roztát do větších hloubek. Zde je vrstva permafrostu spojitá a hluboká až několik set metrů. Odhaduje se, že dosahuje hloubky 700 až 1 000 m v severní Kanadě a 1 500 m na Sibiři. Podle matematických modelů se takto mocná vrstva permafrostu musela tvořit již od začátku čtvrtohor, zatímco svrchních 500 m mohlo promrznout během posledních 50 tisíc let. Největší rozlohu permafrostu nalezneme na Sibiři, menší pak na Aljašce a v Kanadě. Směrem na jih se mocnost permafrostu zmenšuje a jeho souvislá vrstva se postupně mění na ne-

souvislou, poté sporadickou a v oblasti mírného pásu už se vyskytují pouze izolované kapsy. Nad zmrzlou částí leží tzv. aktivní vrstva, která každoročně v letním období rozmrzá a její hloubka se pohybuje zhruba od 10 cm v nejsevernějších oblastech, přes ca 1 m v jižní Arktidě až po 15 m na jižním okraji výskytu permafrostu v mírném pásu.

V oblasti permafrostu se tvoří permafrostové půdy. Podle pedologické klasifikace, v závislosti na tom, jestli použijeme americký, mezinárodní nebo ruský klasifikační systém, hovoříme o gelisolech, kryosolech nebo kryozemích, pokud nedojde k jejich lokálnímu zatopení a vzniku rašeliniště. Jsou to půdy ovlivněné nízkou teplotou a přítomností celoročně zmrzlé (minimálně po dobu dvou let) vrstvy pod povrchovou rozmrzající aktivní vrstvou. Svrchní část půdního profilu do hloubky 100 cm vykazuje znaky kryoturbací neboli mrazového míchání a často se v ní vyskytují od-

loučené ledové čočky až masivní ledové klíny (obr. 1). Kryoturbace se projevují nepravidelnými, deformovanými a popraskanými půdními horizonty, akumulací organické hmoty na povrchu i uvnitř permafrostu, jednotně orientovanými fragmenty, a vrstvami, které jsou obohaceny prachovými částicemi. V důsledku kryogenních procesů se na povrchu půdy utvářejí polygony o rozloze od několika centimetrů až desítek centimetrů čtverečních po několik metrů velké polygony v místech ledových klínů, viditelné i z letadla (obr. 2 a 3). Kromě zmíněných abiotických faktorů se na tvorbě a kvalitě permafrostové půdy podílí také vegetace. V arktických oblastech, kde se budeme v našem příspěvku pohybovat, je dominantním ekosystémem tundra s pomalu rostoucí vegetací nízkého vzrůstu, s vysokým podílem keříčků, mechů, lišejníků a trav.

Přestože jsou průměrné roční srážky v oblasti arktické tundry nízké, v terénních depresích a v termokarstových pánvích, jež se vytvořily v důsledku oteplení v holocénu po poslední době ledové, se hromadí voda a vznikla zde rašeliniště. Vznik rašelinišť podporují i nízké teploty, kvůli nimž jsou vypařování a transpirace vody rostlinami omezené a zmrzlá spodní vrstva brání průsaku. Tím má voda tendenci zadržovat se. Rašeliniště obecně obsahují obrovská množství uhlíku v podobě nerozložených zbytků rašeliničku. Rozklad organické hmoty je zpomalen vlivem vysoké vlhkosti v půdě, omezující difuzi kyslíku k půdním mikroorganismům. Odumřelé zbytky rašeliničku zůstávají na povrchu půdy, a tím se mocnost rašeliny postupem času zvyšuje. V oblastech s výskytem permafrostu se po určité době stane rašelina jeho součástí, vytvářejí se 2–3 m hluboké organické půdy, v nichž jsou organická hmota a rostlinné zbytky konzervovány více než 8 tisíc let.

V oblasti severovýchodní Sibiře a na Aljašce v územích, kde se v pleistocénu nacházely úrodné stepi a refugia pro velké obratlovce, vznikly permafrostové půdy na úrodných stepích a hlubokých spraších. Vítr sem pravidelně přináší velké množství prachových částic, které oblast postupně zakrývají a mocnost půdního profilu se tak neustále zvětšuje. Rychlost sedimentace prachových částic se odhaduje na 0,7 mm za rok. Zmrzlou vrstvu půdy zde tvoří spraše, jejichž hloubka může lokálně přesáhnout i 50 m. Tyto spraše, zcela nepodobné těm vzniklým na našem území, se mezinárodně nazývají yedoma sedimenty (z nenetského pojmu Yada – oblast, kam člověk může jít už jen pěšky). Obsahují 50–90 objemových procent ledu (obr. 4–6), poměrně hodně živin a obvykle více než 5 % organické hmoty (přepočteno na uhlík to činí okolo 2,5 %). Asi jedna třetina organické hmoty bývá ve zmrzlé vrstvě již více než 30 tisíc let, od dob pleistocénu, a zbylá část se nahromadila během holocénu. Organická hmota pochází především z kořenů rostlin, které byly překryty navátými prachovými částicemi a staly se součástí permafrostu dříve, než je stačila činnost půdních mikroorganismů zmineralizovat na oxid uhličitý. Přestože koncentrace organické hmoty a uhlíku v ní vázaného není v permafrostu





1 Ledový klín uvnitř půdního profilu – klíny občas dosahují obrovských rozměrů. Republika Komi a Čerskij v ústí řeky Kolyma, Jakutsko

2 a 3 Polygony na povrchu permafrostových půd vznikající v místech ledových klínů jsou patrné i z letadla (obr. 2, foto N. N. Laščinskij), jinde však mohou měřit i pouhých několik centimetrů čtverečních (3). Čerskij v ústí řeky Kolyma, Jakutsko

4 a 5 Pohled na yedoma sediment (blíže v textu), který může lokálně sahát do hloubky až 50 m (obr. 5). Tato sprašová půda postupně pohřbíává organický materiál. Často se po jeho roztání objeví takové vzácnosti jako kosti mamuta pocházející z pleistocénu (4). Čerskij. Foto J. Šantrůček

6 Vzorek permafrostu po odběru. Permafrost často obsahuje velké množství ledu.

nijak závratně vysoká, yedoma sedimenty uchovávají přibližně 14 % celkové zásoby uhlíku permafrostových půd.

Tím, že permafrost setrvává zmrzlý, všechno v něm obsažené je zakonzervováno. Biologické či chemické procesy probíhají jen v aktivní vrstvě během krátkého letního období, kdy rozmrzá. I v létě jsou ale biologické procesy v této vrstvě pomalé, protože zůstává chladná působením ledu permafrostu zdola a shora je izolována vegetací i vrstvou rostlinného opadu. Pomalé biologické procesy vedou ke zpomalení koloběhu prvků v přírodě (odborně řečeno biogeochemických cyklů), což ve výsledku znamená, že uhlík a ostatní prvky se v permafrostových půdách dlouhodobě hromadí – půdy se stávají jejich jímkou.

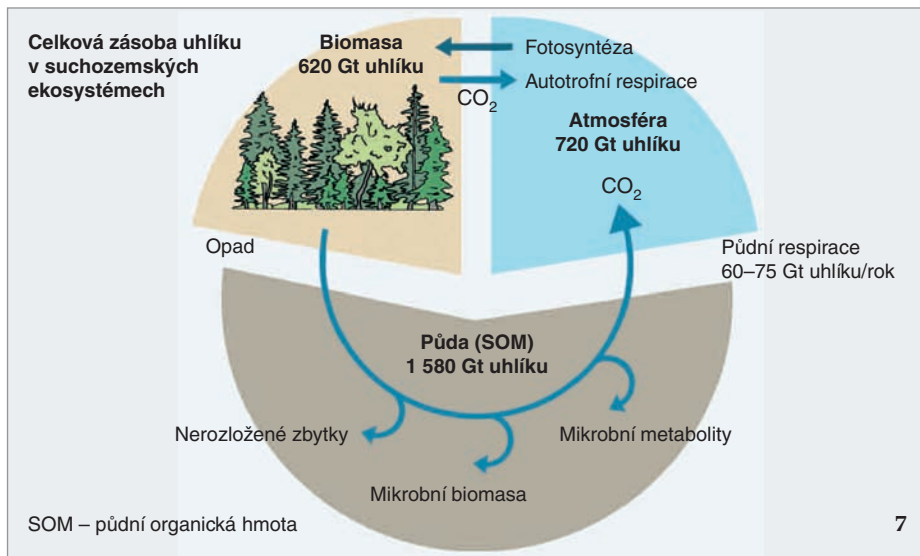
Koloběh uhlíku v přírodě

Prvky se v přírodě nevyskytují v neměnné podobě, neustále podléhají přeměnám, při nichž se ve vzájemných interakcích mezi živou a neživou složkou přírody uvolňují z organické hmoty nebo hornin do prostředí. Tím mohou vstupovat do nových interakcí, být základem pro tvorbu nových uskupení a organické hmoty. Stávají se součástí biogeochemických cyklů, tvoří zásobníky, které ale nejsou od sebe neprodyšně oddělené a stále si prvky vzájemně vyměňují. Pátevní složkou organických látek tvoří uhlík, na jehož řetězce se vážou další biogenní prvky – kyslík, vodík, dusík a fosfor. Proto je také cyklus uhlíku základním koloběhem všech ostatních biogenních prvků, ve vodě i na souši. Koloběhy ve vodě a na souši jsou vzájemně propojené, ale protože se v našem článku zabýváme permafrostem, přiblížíme si pouze koloběh uhlíku na souši.

V suchozemských ekosystémech existují tři základní zásobníky uhlíku: atmosféra, živá biomasa (z níž nejdůležitější jsou rostliny) a půda (obr. 7). V atmosféře je uhlík ve formě oxidu uhličitého a metanu, v živé biomase pak jako různé organické látky. Půda představuje směsici odumřelé biomasy, půdní organické hmoty (humus), živých kořenů rostlin a organismů zajišťujících rozklad a přeměnu odumřelé biomasy. Z atmosféry rostliny odebírají oxid uhličitý a v procesu fotosyntézy ho pomocí energie ze slunečního záření zabudují do cukrů, které částečně využijí na stavbu komponent vlastního těla (biomasy) a částečně spotřebují v energetickém metabolismu, kdy se cukry postupně prodýchají (spálí) na oxid uhličitý (autotrofní respirace) a ten se vrací zpět do atmosféry. Rost-

linná biomasa se stává potravou živočichů, kteří ji opět zčásti využijí pro tvorbu vlastní biomasy, částečně na tvorbu energie a „spálený“ uhlík vydýchají do atmosféry (heterotrofní respirace). Živočiškové jsou zase zdrojem potravy pro další živočichy a opět dochází k rozdělení zkonsumovaného uhlíku mezi biomasu a oxid uhličitý. Veškerá odumřelá rostlinná a živočišná biomasa se výsledně stává součástí půdy a je postupně rozkládána škálou půdních živočichů a mikroorganismů jako jejich potrava. Uhlík z odumřelé biomasy se dílem zabudovává do jejich těl a půdní organické hmoty, zčásti se dýcháním uvolňuje zpět do atmosféry a hovoříme o půdní respiraci. Dýchání heterotrofních organismů pokryje přibližně polovinu půdní respirace a druhou polovinu tvoří dýchání kořenů. Tento poměr není stálý a závisí na rozvoji vegetace i rychlosti rozkladu organické hmoty v půdě. Situace v půdě ale není jednoduchá. Výše uvedený model platí v dobře provzdušněných půdách. V zamokřených ekosystémech vedle oxidu uhličitého vzniká a do atmosféry se uvolňuje také metan – produkt metabolismu anaerobních metanogenních bakterií a archeí.

Výměna plynů mezi atmosférou, vegetací a půdou je pro fungování celé biosféry zásadní. Fotosyntéza uhlík z atmosféry odčerpává, v průměru z 50 % ho rostlina použije k tvorbě biomasy a z biomasy se může uhlík vrátit zpět do atmosféry pouze díky rozkladné aktivitě půdních organismů. Pokud by v půdě k rozkladu rostlinného opadu nedocházelo a heterotrofní respirace by nevracela uhlík zpět do atmosféry, rostliny by vyčerpaly veškerý atmosférický CO₂ během necelých 20 let. Biosféra by se



než v aerobních, uvolňování uhlíku z půdy se zvyšuje díky většímu objemu půdy v aktivní vrstvě. Tundra tak přestává být jímkou a stává se zdrojem uhlíku pro atmosféru. I v místech, kde přebytečná voda sice odečte, ale rozvoj vegetace je něčím limitován, produkce CO_2 převyšuje jeho fixaci. V současnosti je přeměna arktických ekosystémů z jímky na zdroj uhlíku již dokumentována a vzhledem k velké rozloze permafrostu panují obavy ze zrychlení oteplování v důsledku tání věčně zmrzlých půd (obr. 8).

Jak už jsme zmínili, permafrostové půdy obsahují obrovské množství zakonzervované organické hmoty. Poslední studie uveřejněná v r. 2014 (Hugelius a kol.) odhaduje, že v Arktidě je celkový obsah organické hmoty ve vrstvě půdy 0–3 m vyjádřený v hmotnostních jednotkách uhlíku na 1 300 Gt (1 Gt = 10^{15} g). Z toho je 800 Gt uloženo ve zmrzlých vrstvách a 500 Gt v aktivních, v létě rozmrazujících vrstvách. Pouze v yedoma sedimentech se celkově nachází 181 Gt (z toho 74 Gt z pleistocénu) a v organických půdách rašeliníšť do hloubky 1 m jde o 149 Gt. Ve věčně zmrzlých půdách arktické oblasti je tak uložena zhruba polovina veškeré organické hmoty všech půd světa dohromady, a dvojnásobek množství uhlíku vázaného v atmosféře (760 Gt). Předpovědní modely zabývající se vlivem odtávání permafrostu na změny klimatu odhadují, že na většině území Arktidy přesáhne v r. 2100 hloubka aktivní vrstvy 1 m, rozloha permafrostu se sníží o 30 % a uvolní se řádově stejné množství uhlíku do atmosféry jako vlivem odlesňování. Skleníkový efekt ale bude 2,5× větší vzhledem k významnému podílu metanu. V tom tkví hlavní důvod, proč se zájem vědců v poslední době stále více soustředí na výzkum arktických ekosystémů.

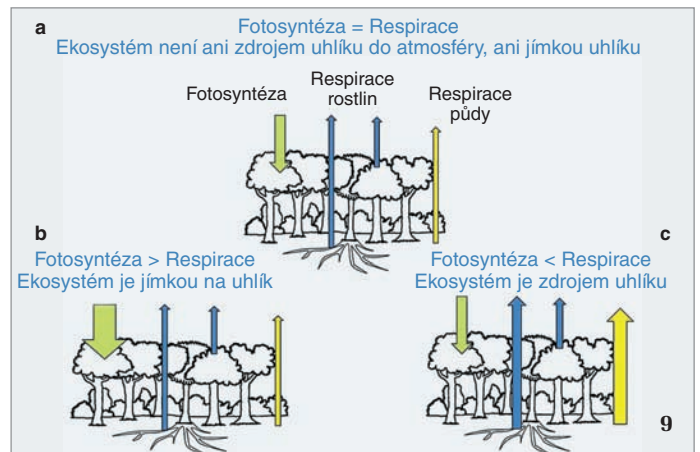
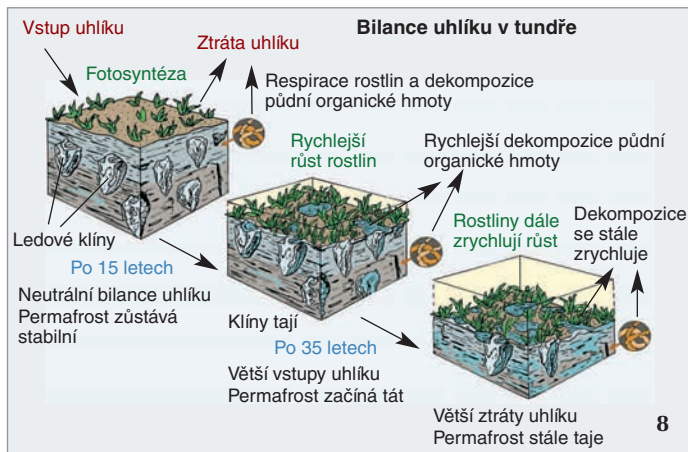
Ještě na konci 20. stol. (1990–2000) vycházela bilance uhlíkatých plynů (CO_2 a CH_4) mezi atmosférou a arktickou tundrou neutrální. Syntéza údajů ze simulačních modelů provedená pro poslední dekádu 21. stol. naopak naznačuje, že celkově tundra funguje jako jímka na uhlík díky tomu, že spotřeba CO_2 vegetací stále ještě převyšuje množství CO_2 uvolněné zvyšující se půdní respirací. Ročně se do organické hmoty zabuduje v průměru 0,11 Gt uhlíku. Což by byla pozitivní zpráva. Odhadovaná data jsou ale zatížena velkou nejistotou a vysokou variabilitou, odhady se pohybují od ročního jímání 0,29 Gt uhlíku až po uvolňování 0,08 Gt tohoto prvku do

tím zhroutila, protože by rostlinám chyběl uhlík z CO_2 , základní stavební prvek pro tvorbu biomasy. Oxid uhličitý v atmosféře je nezbytný pro růst rostlin, ale současně patří spolu s metanem mezi tzv. skleníkové plyny, jejichž zvyšující se množství s největší pravděpodobností vede k oteplování Země.

Jednotlivé toky uhlíku mezi třemi základními zásobníky by měly být ve vzájemné rovnováze tak, aby se v atmosféře uchovávala relativně stálá koncentrace oxidu uhličitého i metanu. V přirozených ekosystémech se z dlouhodobého hlediska taková rovnováha udržuje, objem uhlíku se v jednotlivých zásobnících nemění a množství uhlíku fixovaného fotosyntézou odpovídá množství uvolněnému respirací rostlin a půdy. Při nerovnováze může fixace fotosyntézou převažovat nad respirací a ekosystém se stává jímkou na uhlík (obr. 9). V opačném případě, kdy respirace převažuje nad fotosyntézou, ekosystém funguje jako zdroj uhlíku a podílí se na zvyšování jeho množství v atmosféře (viz také obr. 9). Bohužel v současnosti přímým i nepřímým vlivem člověka velmi často dochází právě k druhému jevu, a to u lesních ekosystémů po vykácení nebo vypálení, obhospodařovaných polí, luk při intenzivním pasení a obhospodařování, mokřadů po eutrofizaci a konečně tundry v podmínkách oteplování klimatu (podle teoretického modelu teplejší klima způsobuje akceleraci tání permafrostu, což dále vede k zvýšené produkci skleníkových plynů a následnému dalšímu oteplování).

Vliv teploty na uvolňování uhlíku z permafrostu

Proč se však tundra mění v podmínkách oteplování klimatu z jímky pro uhlík na jeho zdroj do atmosféry? Příčin existuje několik, ale hlavní roli hraje odtávání věčně zmrzlé vrstvy půdy a prohlubování aktivní půdní vrstvy na povrchu (viz obr. 8). V podmínkách ustáleného klimatu je bilance uhlíku v tundře posunutá směrem k jeho zadržování v půdě a biomase. Rozvoj vegetace určuje tloušťka aktivní vrstvy, pokud se nenachází v terénních depresích a není zavodněná. Při vzrůstající teplotě se mocnost aktivní vrstvy zvětšuje na úkor odtávajícího permafrostu. Voda původně zmražená v ledových čočkách a klínech roztáváním zmenšuje objem a povrch tundry zaklesává při současném zvyšování obsahu vody. Aktivují se půdní mikroorganismy, zrychluje se rozklad organické hmoty a uvolňování živin a CO_2 . Lepší přístupnost živin podpoří rozvoj vegetace, která zvýší fixaci uhlíku, a tím vyrovnává jeho zvýšený výdej z půdy – bilance zůstává vyrovnaná (obr. 9). Pokud ale odtávání pokračuje, půdní povrch stále více zaklesává, mocnost aktivní vrstvy roste a nemůže-li odtékat přebytečná voda, plocha se zavodňuje (obr. 10). Vznikají mokřady a mělká jezírka, kde je rozvoj vegetace limitován nedostatkem kyslíku, ale rozklad pokračuje v anaerobních podmínkách. Kromě CO_2 se začne uvolňovat metan (CH_4), který má větší jednotkovou radiační účinnost než CO_2 . Přestože dekompozice probíhá v anaerobních podmínkách pomaleji



7 Schematický diagram cyklu uhlíku v suchozemských ekosystémech. Blíže viz kapitola Koloběh uhlíku v přírodě na str. 57. Podle předlohy H. Šantrůčkové kreslila M. Chumchalová.

Upraveno podle: G. Gleixner (2001)

8 Znázornění následků odtávání permafrostu, kdy se aktivní půdní vrstva prohlubuje, dochází k sesedání půdy a rozvoji vegetace.

9 Výměna oxidu uhličitého mezi ekosystémem a atmosférou. Výměna je vyrovnaná, pokud se respirace rovná fotosyntéze (a). Ekosystém se stává jímkou na uhlík, jestliže se ho ve fotosyntéze fixuje více, než vydýchá (b), a naopak je zdrojem uhlíku do atmosféry, když množství uvolněné respirací převyšuje jeho fixaci fotosyntézou (c). Orig. H. Šantrůčková

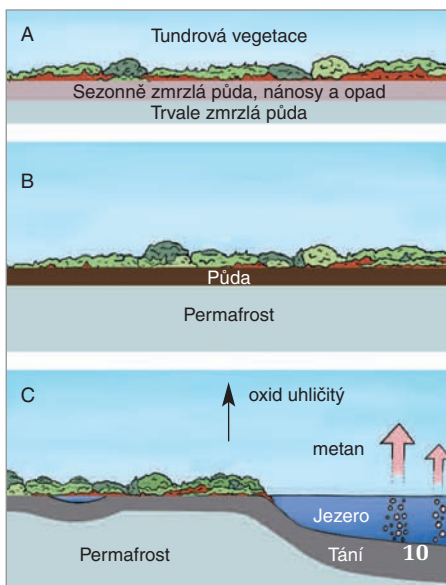
10 V dávnověku rostliny zabudovaly atmosférický uhlík do biomasy. Po odumření se biomasa dostala do půdy a byla zakonzervována ve zmrzlé půdě a naplaveninách (A). Během tisíciletí vrstva zmrzlé půdy a sedimentů narůstala, čímž se vytvořily mocné vrstvy permafrostu, které obsahují dvojnásobek uhlíku v porovnání s atmosférou (B).

V současné době vrstva permafrostu postupně odtává a uvolňuje se dřívě zmrzlá organická hmota, která se mineralizuje činností mikroorganismů – na oxid uhličitý v aerobních podmínkách, nebo na oxid uhličitý a metan v anaerobních podmínkách panujících v rašeliništích, terénních depresích a sedimentech termokarstových jezírek (C). Podle různých zdrojů (obr. 8 a 10). Orig. M. Chumchalová

11 Pohled na kryoturbační uvnitř půdního profilu. Červené šipky naznačují mechanismus tvorby kryoturbačí, tedy mrazového míchání půdy. Foto K. Diáková

atmosféry. Všechny modely se shodují, že se tundra v posledních dekádách stala zdrojem metanu do atmosféry, v průměru 0,019 Gt (rozsah zdroje uhlíku od 0,008 do 0,029 Gt ročně). Velká variabilita dat, skutečnost, že přímá lokální měření výměny plynů dokazují přeměnu některých lokalit z jímky na zdroj uhlíku, a shodné údaje prokazující zvýšené uvolňování metanu, který má 20× větší radiační účinnost než CO₂, budí obavy vědců.

To, že obavy nejsou liché, potvrzují opakovaná přímá měření výměny plynů na studovaných lokalitách, prokazatelně prohlubování aktivní vrstvy v celé Arktidě, zvětšující se plochy mokřadů a mělkých jezírek, potenciálních zdrojů metanu (viz obr. 2). Snad nejpůsobivější výsledky pocházejí z měření úniku metanu z termokarstových jezírek, jež se vytvořila v prohlubních vzniklých částečným odtáním permafrostu po oteplení v holocénu, na konci poslední doby ledové. Metan, který z těchto jezírek uniká, vzniká anaerobním rozkladem organických látek v povrchových i hlubších vrstvách sedimentu na dně, v podmínkách do jisté míry srovnatelných se zamokřenými rašeliništi. Na základě měření úniku metanu difuzí a ebulací (v bublinách) z různých jezírek se odhaduje, že se ročně uvolní do atmosféry 0,012 Gt metanu, z čehož 17 % pochází z odtávajících pleistocenních vrstev



permafrostu. Současné zvyšování koncentrace metanu je připisováno velkou měrou právě odtávání permafrostu v arktických oblastech – výpočty naznačují, že se jenom z těchto jezírek může celkově uvolnit až 49 Gt metanu, pokud věčně zmrzlá půda kompletně odtaje, tj. více než desetinásobek současného množství metanu v atmosféře. Číslo je alarmující, ale musíme zůstat objektivní. Nesmíme zapomínat, že se toto množství neuvolní najednou, v horizontu desítek let. Nikdo nedokáže předpovědět, jak rychle bude permafrost odtávat. Kompletní roztání bude pravděpodobně trvat stovky let (viz uvedená předpověď k r. 2100). Musíme mít také na paměti, že metan může být z atmosféry odčerpáván půdními metanotrofními bakteriemi a archei a že se v atmosféře rozpadá (poločas rozpadu je 40 let).

Výzkum permafrostových půd

Díky rozsáhlému výzkumu permafrostových půd máme lepší představu, jak velké množství uhlíku obsahují. Na druhou stranu nevíme téměř nic o metabolické aktivitě mikroorganismů, která stojí v pozadí půdní respirace. Nevíme, jak rychle se v roztáté vrstvě aktivizují, jaké druhy přežily, jakou mají schopnost rozkládat komplexní organickou hmotu, jak rychle a jestli vůbec roztáté vrstvy budou osídlovat druhy z povrchových vrstev půdy, jaká je jejich prostorová variabilita. Tušíme, a předběžné výsledky to potvrzují, že přeživší mikroorganismy se aktivují velmi rychle a že prostorová variabilita v jejich zastoupení je obrovská. To odvozujeme ze znalosti prostorové distribuce organické hmo-

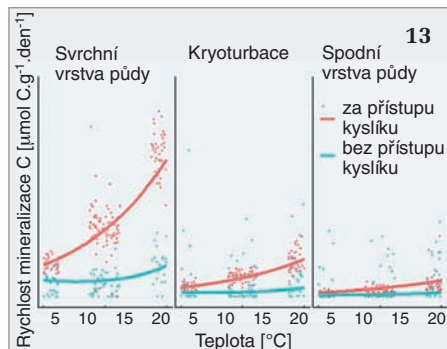
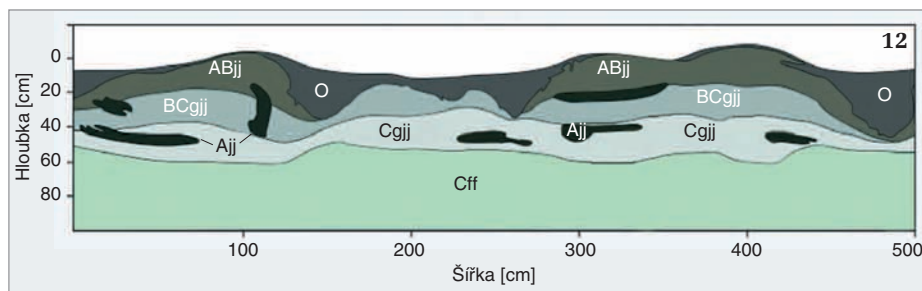
ty. Na začátku příspěvku jsme zmínili kryoturbače – promíchávání půdy vlivem mrazu. Působením tohoto míchání se do spodních vrstev dostává organická hmota v různém stupni rozkladu a v půdním profilu, jak v aktivní vrstvě, tak i v permafrostu vznikají její kapsy, které jsou prostorově odděleny od povrchových vrstev. Jejich stáří se pohybuje v rozmezí jednoho až několika tisíc let (obr. 11). Kolegové ze Stockholmské univerzity podle propočtů odhadují, že více než 30 % organické hmoty se nachází právě v těchto kapsách. Rychlost rozkladu organické hmoty v kapsách zůstává rovněž velkou neznámou. Stáří této hmoty jasně ukazuje, že v aktuálních podmínkách je rozklad pomalý, ale nevíme proč a jaká bude rychlost v měnícím se prostředí. Zrychlí se? Přispěje k akceleraci uvolňování CO₂ nebo dokonce CH₄ do atmosféry? Jaké je složení mikrobiálních společenstev, která organickou hmotu rozkládají, a jak se liší od okolní půdy? Jaké bude jejich funkční složení při předpokládané změně teploty, vlhkosti a přítomnosti kyslíku? To jsou otázky, na které jsme se pokoušeli najít odpověď v rámci plnění mezinárodního projektu CryoCARB, celým názvem Dlouhodobá zásoba uhlíku v kryoturbovaných arktických půdách (Long-term Carbon Storage in Cryoturbated Arctic Soils, www.univie.ac.at/cryocarb/the-cryocarb-project/).

Na řešení projektu se podíleli vědci a studenti z Univerzity ve Vídni, Stockholmské univerzity, z Leibnizovy univerzity v Hannoveru, univerzity v Kuopiu (Finsko), Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích, Ústavu ekologie lesa v Krasnojarsku a Pleistocenního parku v Čerském. Uspořádali jsme čtyři expedice, z nichž dvě zaměřily na východní Sibiř (Republika Komi a Čerskij v ústí řeky Kolyma, Jakutsko) a do Grónska (Zackenberga), další dvě na střední a západní Sibiř (poloostrov Tajmyr, Vorkuta). V každé zkoumané oblasti jsme vytvořili celkem tři transektory dlouhé 1 km, na nichž jsme každých ca 100 m postupně odebírali pomocí velkého kladiva, nabroušené lešenářské trubky a vytrvalosti vrstvy aktivní i zmrzlé, a to po 5 cm až do hloubky 1–1,5 m. Vzorky jsme konzervovali a rozdělili mezi jednotlivé týmy, které pak podle možností a laboratorního vybavení kvantifikovaly rychlost půdní respirace, množství a kvalitu organických sloučenin, stupeň jejich ochrany minerálními půdními částicemi, obsah dusíku a fosforu v půdě. Odběr pro studium funkce a složení mikrobiálních společenstev a pedogenetických procesů ovšem musel být mnohem sofistikovanější. V blízkosti transektů na reprezentativních místech jsme vykopali v aktivní vrstvě až na permafrost půdní sondy širokou asi 75 cm a dlouhou 3 m (obr. 14). V té jsme pečlivě zdokumentovali vzhled půdního profilu (obr. 12) a jednotlivé týmy si odebraly potřebné vzorky z každé pedogenetické vrstvy. Nakonec jsme sondu zase pečlivě zahrnuli. Část odebraných vzorků jsme analyzovali v terénu a zbývající, pokud to charakter analýz umožňoval, zakonzervovali a analyzovali v laboratoři. Také jsme si z každé studované lokality přivezli půdu na manipulační experimenty, ve kterých jsme sledovali odpověď půdních mikroorganismů

a procesů v půdě na změněné podmínky prostředí. Manipulovali jsme s teplotou, vlhkostí a obsahem kyslíku, tedy těmi faktory prostředí, u nichž očekáváme nejvýraznější změny i vliv na aktivitu mikrobiálních společenstev. Ve většině inkubovaných vzorků jsme měřili stejné parametry jako ve vzorcích z terénu. Inkubační experimenty proběhly v laboratořích katedry biologie ekosystémů Přírodovědecké fakulty JU v Českých Budějovicích. Na analýzách se opět podíleli vědci ze všech týmů podle jejich expertního zaměření. Tímto způsobem se čeští vědečtí pracovníci a studenti do velké míry účastnili celého projektu.

Výsledky projektu CryoCARB

Doposud získaná a vyhodnocená data přinesla odpovědi na řadu vstupních dotazů a otevřela další otázky a nejasnosti, které nás na začátku ani nenapadly. Ve shodě s obecnými předpoklady jsme zjistili, že metabolická aktivita a půdní respirace v kryoturbačních jsou řízeny teplotou, a zvyšují se s rostoucí teplotou stejnou měrou jako v okolních vrstvách půdy (obr. 13). Proč jsme ale v kryoturbačních nezaznamenali výrazné zvýšení mineralizace uhlíku? Vysvětlení přinesla informace o množství mikroorganismů v půdě. V kryoturbačních byla jejich početnost překvapivě nízká, přestože poskytují, měřeno celkovým obsahem extrahovatelné organické hmoty, dostatek uhlíku jako zdroje potravy. Při vyjádření na celkové množství uhlíku v půdě se v kryoturbačních vyskytuje 6x méně mikroorganismů než ve svrchní vrstvě půdy a dokonce dvakrát méně než ve spodní vrstvě půdy, která je na uhlík mnohem chudší. Důvodem by mohla být kvalita extrahovatelné organické hmoty. Málokdy je totiž všechna pro mikroorganismy snadno dostupná. Jednoduché látky jako např. cukry, aminokyseliny, škroby nebo lipidy jsou pro ně snadno dostupné, zatímco při zpracování komplexní organické hmoty (např. fenolických látek, fulvo- a huminových kyselin) mikroorganismy musejí do půdy vyloučit hydrolytické a oxidativní enzymy, které složité řetězce a aromatická jádra rozstírají na jednoduché monomery, jež mohou buňky přijmout. Kolegové z Německa detailními analýzami naše vysvětlení skutečně potvrdili. V případě kryoturbačních převažují těžko rozložitelné látky. Heterotrofní mikroorganismy tak nejsou zásobeny dostatek kvalitních organických látek, nemají potřebné množství energie, nerozmnožují se, jejich respirace zůstává nízká a CO_2 se proto z kryoturbačních do atmosféry uvolňuje jen velice málo (nízká půdní respirace). Jiný problém vychází ze špatné dostupnosti kyslíku v kryoturbačních. Protože se nacházejí uvnitř půdního profilu pod povrchem půdy, přístup kyslíku je zde omezený. Komplexní látky se štěpí a oxidují pomalu a celé mikrobiální společenstvo trpí nedostatkem uhlíku, přestože je ho v kryoturbačních paradoxně mnoho. Toto vysvětlení se zdálo uspokojivé, ale když nám kolegové z Vídně poslali údaje o složení společenstev mikroorganismů, zjistili jsme, že známe jen část příběhu. Výsledky molekulárních analýz DNA ukázaly, že diverzita půdních mikroorganismů v kryoturbačních je nízká



12 Popsané pedogenetické vrstvy. ABjj – kryoturbovaný organický horizont s příměsí minerálů, Ajj – kryoturbovaný organický horizont, BCgj – minerální horizont vykazující známky mrazového míchání se stopami organického obohacení, Cff – permafrost, Cg – minerální půdní horizont, Gjj – minerální horizont vykazující známky mrazového míchání

13 Rychlost metabolických pochodů půdních mikroorganismů, vyjádřená jako rychlost mineralizace uhlíku, tedy transformace organických sloučenin uhlíku v půdě na CO_2 a CH_4 . V každém boxu je zobrazena teplotní závislost tohoto procesu v jedné z inkubovaných půdních vrstev. Zelená linie ukazuje teplotní závislost bez přístupu kyslíku k půdním mikroorganismům, červená platí za přístupu kyslíku. Orig. N. Gentsch (obr. 12 a 13)

14 Pohled na tundru. Dřevěné kolíky ohraničují půdní sondu, kterou bylo třeba ručně vykopat. Snímky H. Šantrůčkové, pokud není uvedeno jinak

a převažují skupiny bakterií a archeí, které komplexní látky nedokáží štěpit nebo je štěpí pouze částečně, zatímco zástupci hub – neefektivnějších rozkladačů komplexních látek, v kryoturbačních téměř chybí. Našli jsme tam mikrobiální skupiny schopné přežít v chudých podmínkách, při nízkých teplotách, vysokém zhuštění a nízké dostupnosti kyslíku. V minulosti poté, co se organická hmota zanořila vlivem mrazového míchání a zůstala izolována od povrchových vrstev i vstupu čerstvé, snadno dostupné organiky, se mikroorganismy musely přizpůsobit novým podmínkám. Mnoho druhů vymizelo, čímž se snížila diverzita společenstev, a také vymizely jejich funkce, včetně rozkladu organické hmoty. Kryoturbační tudíž představují velmi důležitý fenomén permafrostových půd. Naše výsledky naznačují, že metabolická aktivita půdních mikroorganismů je zde opravdu nízká, a tak půdní respiraci kryoturbačních nelze v současnosti považovat za významný zdroj uhlíkatých plynů. To je dobrá zpráva, která částečně mírní obavy

spojené s budoucí změnou klimatu, protože alespoň část uhlíku v permafrostových půdách zůstane díky kryoturbačním dlouhodobě stabilizována. A nejde o zanedbatelné množství – vědci ze Stockholmské univerzity odhadli zásobu uhlíku v kryoturbačních na celkem 400 Gt (Harden a kol. 2012). Ovšem mocným hybatelem je v tundře tání permafrostu, při němž klesá půda a prohlubuje se aktivní vrstva, což dovoluje větší rozvoj vegetace a prokořenění půdy. Současně dochází k velkoplošným změnám v krajině, při nichž se kryoturbační přesouvají na povrch půdy. Díky tomu se k mikroorganismům v kryoturbačních dostává větší množství snadno dostupných organických látek, které jsou tak nezbytné pro jejich rozvoj a rozklad těžko dostupných organických látek. Kryoturbační přestávají být izolovanými kapsami a jejich náchylnost ke změně klimatu se zvyšuje. Pokud však dojde k zaplavení a difuze kyslíku k mikroorganismům se omezí, rozklad organických látek zůstane nízký. Jestliže se kryoturbační přesunou na povrch provzdušněné půdy, budou do nich vrůstat kořeny rostlin, které s sebou přinesou snadno dostupné látky a umožní osídlení důležitými mikroorganismy, rozkládajícími pak organické látky s vyšší účinností. Odpověď permafrostových půd na změnu klimatu je opravdu složitá. Hlavně proto existují tak velké nepřesnosti v předpovědi emisí uhlíkatých plynů do atmosféry. Výsledky projektu CryoCARB a podobně zaměřeného mezinárodního výzkumu v arktické tundře pomohou tyto předpovědi zpřesnit.

Použitá literatura uvedena na webu Živa.

