

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra pedologie a ochrany půd



**Vývoj forem fosforu v půdní chronosekvenci ledovce
Nordenskiöldbreen (Svalbard)**

Diplomová práce

Autor práce: Bc. Adel Allaberdina

Obor studia: Rozvoj venkovského prostoru

Vedoucí práce: RNDr. Václav Tejnecký, Ph.D.

© 2019 ČZU v Praze

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že svou diplomovou práci "Vývoj forem fosforu v půdní chronosekvenci ledovce Nordenskioldbreen (Svalbard)" jsem vypracovala samostatně pod vedením vedoucího diplomové práce a s použitím odborné literatury a dalších informačních zdrojů, které jsou citovány v práci a uvedeny v seznamu literatury na konci práce. Jako autorka uvedené diplomové práce dále prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušila autorská práva třetích osob.

V Praze dne 12.04.2019

Poděkování

Ráda bych touto cestou poděkovala RNDr. Václavovi Tejneckému, Ph.D. za velkou pomoc a podporu během psaní mé diplomové práce, vysvětlení chodu laboratorních prací, pomoc při sestavování posteru a na prezentaci určenou pro konferenci. Dále děkuji panu Doc. Ing. Ondřeji Drábkovi Ph.D. za poskytování materiálů pro laboratorní práci a Mgr. et Ing. Petře Lulákové za sběr vzorků půd a své rodině, kamarádům za podporu.

Vývoj forem fosforu v půdní chronosekvenci ledovce Nordenskiöldbreen (Svalbard)

Souhrn

Výzkum v oblasti ekologie je v současné době velmi aktuální, obzvláště témata globálního oteplování. Dopady klimatických změn na ekologické systémy jsou obrovské, jejich vliv způsobuje ztráty rozlohy ledovců v Arktidě. Pro optimální studium změn v krajině se využívají přirozené půdní chronosekvence.

Fosfor je základním makrobiogenním prvkem přítomným ve všech živých organismech. P v půdě může být přítomen v různých podobách: volný nebo vázaný v organismech, organický a anorganický, rozpuštěný a nerozpuštěný. Tyto formy se navzájem dynamicky přeměňují, jejich poměr není stálý. Cílem dané práce je zjistit, jestli existuje určitá korelace mezi stářím půdy a vývojem forem fosforu v ní.

V praktické části diplomové práce byla provedena frakcionace fosforu na základě Tiessen a Moir (1993) různými extrakčními činidly, byl stanoven pseudototální obsah vybraných prvků extrakcí lučavkou královskou. Pomocí metod McKeague a Day (1966), Courchesne a Turmel (2008) dle posouzení distribuce vybraných prvků (Al, Fe, Mn) v půdě byla rovněž provedena extrakce kyselým oxalátem a citrátem. Ukázalo se, že obsah oxalátových forem Al a Fe je vyšší než obsah citrátových forem. V případě Mn je situace byla odlišná.

Obsah různých sloučenin fosforu ve 4 chronosekvenčních zónách ledovce Nordenskiöldbreen na Špicberkách podle věku půdy (0-25, 25-44, 45-107, >107 let) byl stanoven metodou ICP-OES. Výsledky byly vyhodnoceny pomocí programu STATISTICA 12.

Byla provedena frakcionace fosforu za použití postupné extrakce vzorku: extrakce s aniontovou membránou (stanovení P), extrakce s NaHCO_3 , extrakce s NaOH (OH-extrakce P), extrakce s HCl (HCl-extrakce P), a nejvíce fosforu bylo uvolněno při frakcionaci HCl-P. Důležitým nálezem bylo, že množství fosforu výrazně klesá s rostoucím věkem půdy. Nejmenší obsah fosforu byl stanoven v nejstarší zóně, což potvrzuje navrženou hypotézu, že půdní vlastnosti po ústupu ledovce Nordenskiöldbreen se mění se stářím půdy a množství přístupného P klesá se stářím půdy.

Co se týče obsahu organického fosforu, jeho obsah taky byl výrazný při frakcionaci HCl.

Klíčová slova: půdy vysoké Arktidy, půdní chronosekvence, formy P, formy Fe.

Development of phosphorus forms in soil chronosequence of Nordenskiöldbreen glacier (Svalbard)

Summary

Nowadays, ecological research is very actual, particularly, global warming subject. Climatic changes impact on ecological systems are huge, its influence causes glacier losses in the Arctic. For the optimal study of landscape changes natural soil chronosequences are used.

Phosphorus is a basic macronutrient present in all living organisms. Soil phosphorus can be present in different forms: free or bound, organic or inorganic, diluted or undiluted. These forms undergo mutual dynamic transformation, their relative rate is not constant. The goal of this study is to find out if there is a certain correlation between soil age and phosphorus forms development.

Soil phosphorus was fractionated based on Tiessen and Moir (1993) in the experimental part of the diploma using different extractive reagents. The pseudototal content of chosen elements was determined with aqua regia extraction, also extraction with oxalic acid and citric acid was made according to distribution of chosen elements (Al, Fe, Mn). It was found that oxalate forms of Al and Fe dominated over citric forms. The situation in the case of Mn is different.

The quantity of different phosphorus compounds was determined using ICP-OES in samples from 4 chronosequence zones of Nordenskiöldbreen Svalbard glacier corresponding to soil age (0-25, 25-44, 45-107, >107 years). The results were calculated using STATISTICA 12 software.

The phosphorus was fractionated using gradual sample extraction: extraction with anion membrane (P evaluation), extraction with NaHCO_3 , extraction with NaOH (OH-extraction of P), extraction with HCl (HCl-extraction P). The most quantity of phosphorus was released during HCl-extraction. The important discovery was the decrease of phosphorus with growing soil age. The smallest P quantity was found in the oldest zone which confirms the suggested hypothesis that soil properties after Nordenskiöldbreen glacier retreat are changed and available P is decreased with growing soil age.

Considering organic phosphorus content, it was also significant at HCl-fractionation.

Keywords: arctic soils, soil chronosequence, forms of P, forms of Fe.

Obsah

1 Úvod.....	1
1.1 Hypotéza.....	1
2 Cíl práce	1
3 Arktické půdy	2
3.1 Základní popis arktických ekosystémů	2
3.1.1 Geografie Špicberk	2
3.1.2 Půdy Špicberk	2
3.1.3 Koloběh uhlíku a dostupnost minerálních živin	3
3.1.4 Biologická rozmanitost tundry.....	4
3.1.5 Vývoj půd	7
3.1.6 Vývoj arktických půd.....	7
3.1.7 Klasifikace arktických půd	8
3.2 Půdní chronosekvence	12
3.3 Fosfor v půdě	12
3.4 Stanovení forem P v půdě.....	14
4 Metodika	16
4.1 Studijní oblasti.....	16
4.2 Odběr půdních vzorků.....	19
5 Chemické analýzy	22
5.1 Pseudototální obsahy P (Lučavka královská).....	22
5.2 Stanovení forem Fe, Al, Mn, Ca.....	23
5.3 Metodika zpracování půdních vzorky-extrakce P	25
6 Výsledky	27
6.1 Pseudototální formy (extrakce lučavkou královskou)	27
6.2 Amorfní a krystalické formy Fe, Al, a Mn.....	30
6.3 Formy P.....	33
6.4 Formy organického P.....	35
7 Diskuse	37
8 Závěr.....	40
9 Seznam literatury	41
10 Seznam použitých zkratk a symbolů	45
11 Samostatné přílohy	46

1 Úvod

Ledovce mizí po celém světě následkem globálního oteplování. Cannone et al. (2008) předpokládá, že většina malých ledovců v Alpách zmizí v průběhu několika desetiletí. Podle údajů od roku 2013 průměrná rychlost tání ledovců Svalbardu v období 2004–2012 byla 3.6 ± 2.9 Gt ročně. Rychlost tání se tak zvětšila přibližně dvakrát oproti době 40 let zpátky před tímto obdobím. (Matsuo & Heki 2013) V dohledné době i tyto ledovce mohou zmizet. Po ústupu ledovců se obnažuje nová zemina dostupná pro osídlení arktickou biotou. (Hodkinson et al. 2014) Vzhledem k tomu, že ledovce představují pro vědeckou společnost rozsáhlý záznam dat v čase, jejich analýza umožňuje posoudit mnohé historické procesy, udělat předpoklad o biologické diverzitě a lidské činnosti určité doby, získat představu o vývoji půd dané lokality. Tzn., že analýza ledovců je mimořádně aktuálním a důležitým úkolem.

Jako objekt chemických rozborů byl zvolen fosfor. Tento prvek spolu s dusíkem, vodíkem, kyslíkem, uhlíkem a vápníkem patří ke skupině makrobiogenních prvků, které jsou bez výjimky zastoupeny v nezanedbatelném poměru v každém živém organismu. Fosfor je rovněž součástí nukleových kyselin (RNA a DNA), které slouží pro uložení a dědění genetické informace. Dále fosfor je obsažen v univerzálních úložištích energie – ATP a GTP, a také v cytoplazmatických membránách v tzv. fosfolipidové vrstvě. U složitějších organismů se podílí na výstavbě kostí a zubů.

Do půdních systému se fosfor dostává především z organismů nebo umělou cestou aplikací hnojiv člověkem. Analýzou tohoto prvku v půdě proto lze udělat předpoklad o množství biomasy a antropogenní činnosti v dané oblasti.

Studium forem fosforu v půdních chronosekvencích je důležité pro archeologický a pedologický výzkum, pro zemědělství, biogeochemii fosforu a také obecně geologii. Fosfor, jakožto prvek přítomný ve všech půdách, tak může sloužit nástrojem pro univerzální metodu ověření kvality konkrétního půdního ekosystému a jeho zařazení do stadia půdního vývoje.

1.1 Hypotéza

Půdní vlastnosti po ústupu ledovce Nordenskiöldbreen se mění se stářím půdy. Množství přístupného P klesá se stářím půdy a množství krystalických forem Fe narůstá.

2 Cíl práce

Stanovit množství forem P a další půdní vlastnosti v půdách po ústupu ledovce Nordenskiöldbreen (Svalbard).

3 Arktické půdy

3.1 Základní popis arktických ekosystémů

3.1.1 Geografie Špicberk

Ledovce kryjí 60 % celkové plochy Špicberků, zbytek tvoří permafrost a periglaciální oblasti. Celkem na Špicberkách je více než 2100 ledovců. (Farnsworth et al. 2016) Mnohé ledovce se zmenšily nebo zmizely během oteplování holocénu. (Fjeldskaar et al. 2018) Tím pádem Špicberky představují největší oblast permafrostu v Evropě mimo Ruskou federaci. Přítomnost permafrostu je zde zaznamenána přinejmenším od prvního Mezinárodního polárního roku, 1882. (Sobota et al. 2017)

Počasí na Špicberkách v červenci je studené (průměrná teplota ovzduší je 5 °C), průměrná teplota ovzduší během února je -14 °C. Vegetační doba začíná v pozdním červnu a končí na konci srpna. S průměrnou roční teplotou pod nulou, větší část Špicberk je krytá věčně zmrzlou půdou. Průměrné roční úhrn srážek je 300 mm. Srážky převážně padají v období mimo krátké léto. Tundra vysoké Arktidy v této oblasti je kryta hlavně směsí polární pouště téměř bez vegetace a řídkou suchou tundrou s nespojitým porostem, která se střídá s obnaženou zemí, kameny a námrazou. (Ferry Slik et al. 2018)

Zdejší biot se jmenuje tundra. Biot tundry je krajně studená, zmrzlá krajina bez stromů. Jeho studium je nepostradatelnou součástí nejenom fyzikálního zeměpisu, ale i biologického zeměpisu. Slovo tundra pochází z finského „tunturia“, což znamená pustá krajina. Zde převažují věčně zmrzlé půdy. Tundra se nachází ve vysokých nadmořských výškách (horská tundra) nebo vysokých zeměpisných šířkách (arktická a antarktická tundra), jsou zde studené závany větru, typické je krátké léto s celodenním slunečním zářením a dlouhá zima, málo srážek, půdy jsou ochuzeny o živiny a minerály. (Balasubramanian 2017)

Arktická tundra je omezena ledem oceánu ze severu, linií severských jehličnatých lesů (tajga) z jihu. Kryje cca 8 % suchozemského povrchu Země, krytého porostem (viz obr. 1). (Iversen et al. 2015) Nížinná tundra (v nadmořské výšce pod 200 m) zaujímá cca 250000 km² zemního povrchu. (Teltewskoi et al. 2014)

3.1.2 Půdy Špicberk

Permafrost (věčně zmrzlá půda) kryje cca 25 % suchozemského povrchu Země a obsahuje velké množství starého uhlíku. Permafrost se skládá ze svrchní části, tj. aktivní vrstvy, která sezonně mrzne a taje a pravého permafrostu, který zůstává vždy zmrzlý. (Kneafsey et al. 2018)

Tloušťka aktivní vrstvy se značně liší v různých lokalitách Špicberk, tudíž dominantní roli v průběhu procesu tání odehrávají lokální environmentální podmínky. (Sobota et al. 2017)

Přítomnost ledu je největším limitujícím faktorem pro praktické využití půdy člověkem. (Ping 2013)

Arktický region se nachází pod rostoucím antropogenním vlivem, emise metalurgického a energetického průmyslu jsou často doprovázeny acidifikací, která vede k vyluhování prvků jako hliník, kadmium, zinek. Arktické prostředí je velmi citlivé k účinku polutantů. (Nikitina et al. 2015)

Rozsah a doba přetrvání sněhové pokrývky je hlavním faktorem, kontrolujícím půdní teplotu, a tudíž zimní mikrobiální aktivitu a rozmanitost rostlinstva ekosystémů arktické tundry. Pod silnou sněhovou pokrývkou se zachovává teplota kolem 0 °C, což umožňuje relativně aktivní průběh mikrobiálních pochodů přes celou zimu. To zároveň přispívá k většímu rozkladu organické hmoty a zvětšuje dostupnost dusíku pro následný růst keřů. (Männistö et al. 2013) Mikrobiální pochody půdních mikrobů jsou značně potlačeny při teplotách pod -10 °C. (Edwards & Jefferies 2013)

3.1.3 Koloběh uhlíku a dostupnost minerálních živin

Arktické ekosystémy obsahují celou škálu vegetací a odpovídajících půdních typů, které se velmi liší v biogeochemických vlastnostech. Typy vegetací se značně různí v krátkých vzdálenostech kvůli topografické různorodosti a hydrologickým podmínkám krajiny. Kvalita půdního uhlíku a mikrobiologická aktivita, obsahy půdních živin, kvalita organické hmoty, tvorba rozpuštěného dusíku, tvorba CO₂, poměr čisté nitrifikace, rovněž do značné míry kolísají v závislosti na různých typech vegetace. (Chu & Grogan 2010)

Příjem a uvolňování oxidu uhličitého (CO₂) a methanu (CH₄) v tundrových ekosystémech hraje důležitou roli v současném celosvětovém koloběhu uhlíku (C). Rozklad organického uhlíku v severních zeměpisných šířkách je omezen dlouhou zimou s teplotami pod nulou stupňů Celsia. (Männistö et al. 2013) Citlivost zásob uhlíku, uložených v permafrostu, je považována za klíčový faktor odezvy suchozemské biosféry na změnu atmosférických a klimatických podmínek. Modelování průběhu globálního oteplování by mělo brát takovou odezvu v úvahu, protože v permafrostu tundry a tajgy je soustředěna asi polovina celkového organického půdního uhlíku. (Iversen et al. 2015)

Silný vliv na vývoj arktických půd ve dnešní době má globální oteplování. Očekává se, že klimatické změny urychlí rozklad organické hmoty a společně s tím se uvolní CO₂ do atmosféry. Avšak současně s tím oteplování by mělo zvýšit výživu minerálními látkami, zlepšit poměr forem živin dostupných pro rostliny. To by mělo naopak zvětšit tvorbu biomasy a množství uloženého uhlíku. (Chu & Grogan 2010)

Výzkumy (Chu & Grogan 2010) ukazují značný nárůst plochy obsazenou keři a jejich hustotu v Arktidě, což může být zdůvodněno právě klimatickou změnou. Zvýšené množství keřů vede k lepší absorpci sluneční radiace díky snížení odrazivé schopnosti povrchu, což způsobuje potenciálně podstatnou odezvu, podporující oteplování. Oproti tomu příjem oxidu uhličitého rostoucími keři může přesáhnout jeho uvolňování v důsledku rozkladu organické hmoty a tím bránit globálnímu oteplování. (Chu & Grogan 2010)

Obecně se předpokládá, že dostupnost živin, zejména dusíku je hlavním faktorem, určujícím dynamiku vegetace a poměry, směry a velikosti proudů uhlíků v arktických ekosystémech pod proměnlivým klimatem. Dostupnost živin pro rostliny v arktických ekosystémech je kontrolována sledováním procesů rozkladu půdní organické hmoty, jelikož většina živin je uložena v půdě a jejich přísun je omezený. (Chu & Grogan 2010)

Chladné klima půd tundry zpomaluje jak přírodní zpracování a přeměnu sloučenin fosforu, tak jejich mineralizaci. Právě mineralizace se považuje za hlavní cestu přísunu dostupného pro rostliny fosforu. (Giesler et al. 2012)

V porovnání s ostatními ekosystémy, poměry mineralizace dusíkem jsou nejnižší v arktické tundře. (Teltewskoi et al. 2014)

3.1.4 Biologická rozmanitost tundry

Rostlinná společenstva arktické tundry jsou zastoupeny nízkými představiteli s kořeny v tenké svrchní části permafrostu (věčně zmrzlé půdy), která sezonně rozmrzá. Rostlinné kořeny hrají kritickou roli ve fungování ekosystému arktických půd. Přes všechny tundrové ekosystémy podzemní rostlinná biomasa převažuje nad povrchovou s výjimkou tundry polární pustiny. V tomto smyslu rostliny jsou podobné plovoucím ledovcům, jejichž větší část je schována pod hladinou před lidským okem. Kořeny jsou povrchově rozloženy v jemné vrstvě organického horizontu půdy, která je každý rok rozmrazena. (Iversen et al. 2015)

Druhové bohatství rostlin závisí mj. na topografii, sněhové pokrývce, vlhkosti a pH půdy. (Gough et al. 2000)

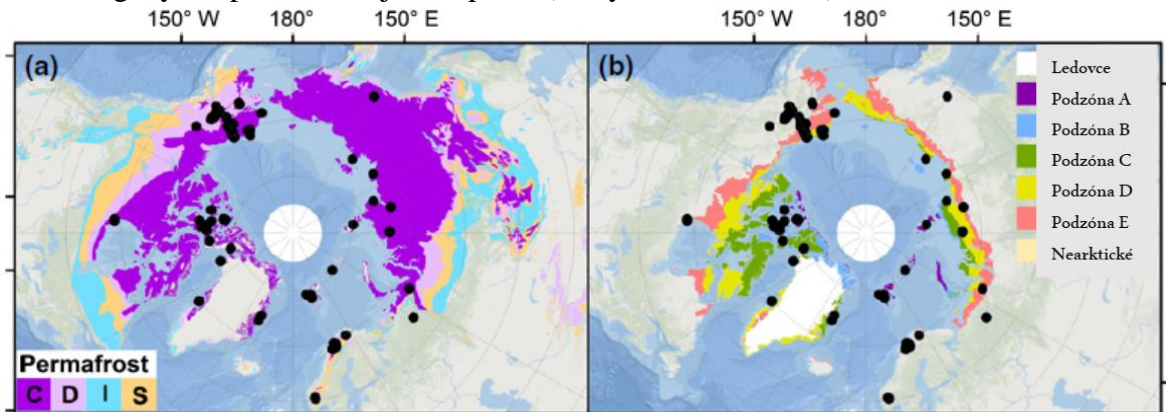
Dosud se předpokládalo, že druhová rozmanitost mikrobů arktické tundry je chudá. Schadt et al. (2003) použil měření biomasy a knihovnu genetických sekvencí hub a popsal nečekaně vysokou rozmanitost a aktivitu v půdách arktické tundry krytých sněhem. (Neufeld & Mohn 2005)

Na základě genetických experimentů (Ferry Slik et al. 2018) bylo zjištěno, že jak v půdách rovníkových tropických deštných lesů, tak v půdách vysoké Arktidy, většina metagenomů náležela bakteriím (97,5 %), dále následovaly eukaryoty (1,5 %), archea (1 %) a viry (0,1 %) (viz obr. 2). Půdní vzorky rovníkových tropů měly větší relativní zastoupení kmenů Proteobacteria, Acidobacteria, Sulfolobaceae, Methanobacteriacea, Methanocaldococcoceae a Thermoplasmataceae a menší zastoupení Halobacteriacea než půdy vysoké Arktidy (viz obr. 3). Kupodivu, navzdory očekáváním, rozmanitost mikrobů arktických půd je vyšší, než je tomu u půd tropických. Pomocí Shannonova indexu diverzity byla odhalena větší taxonomická rozmanitost bakterií a eukaryot na úrovni druhů a funkční rozmanitost v tundře vysoké Arktidy. Na rozdíl od makroorganismů, jako jsou ptáci či hmyz, které se změnou zeměpisné šířky vykazují výrazný trend, tzn., že různorodost stoupá směrem od Arktidy k tropům, mikroorganismy tento trend nepodporují.

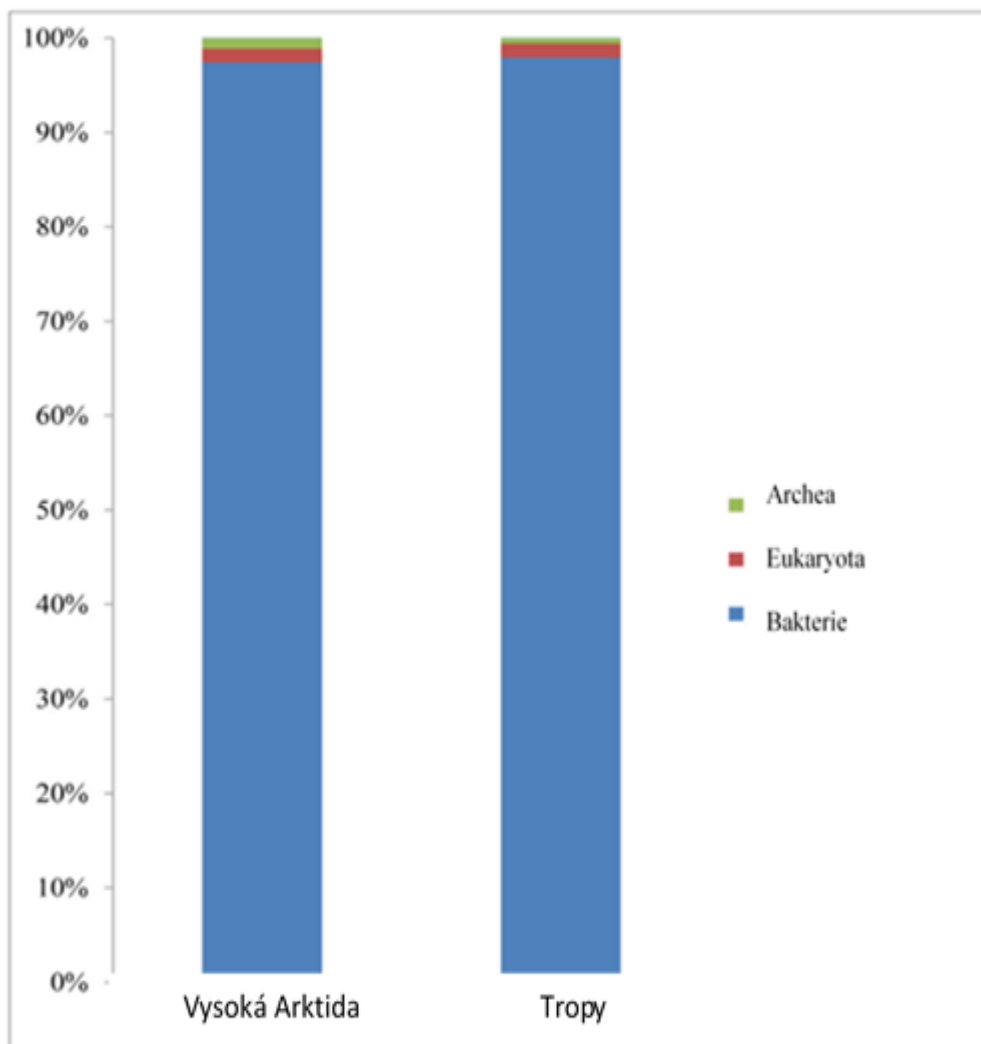
Toto zjištění potvrzuje rovněž vědecká práce Neufeld & Mohn (2005). Genetické experimenty naznačují bohatší kmenové zastoupení bakterií kanadských polárních oblastí v porovnání se severskými jehličnatými lesy Kanady. Několik studií referuje, že pH je hlavním faktorem ovlivňujícím bakteriální komunity. Další faktory jako je vlhkostní režim, poměr C:N, množství fosfátu, přítomnost rostlin a rostlinných tekutin mají rovněž určitý vliv na bakterie. (Kumar et al. 2016)

Tendencí arktických půd je poměrně pomalé zpracování živin. Nižší průměrné teploty vedou k prodlouženým ročním periodám metabolické aktivity mikroorganismů.

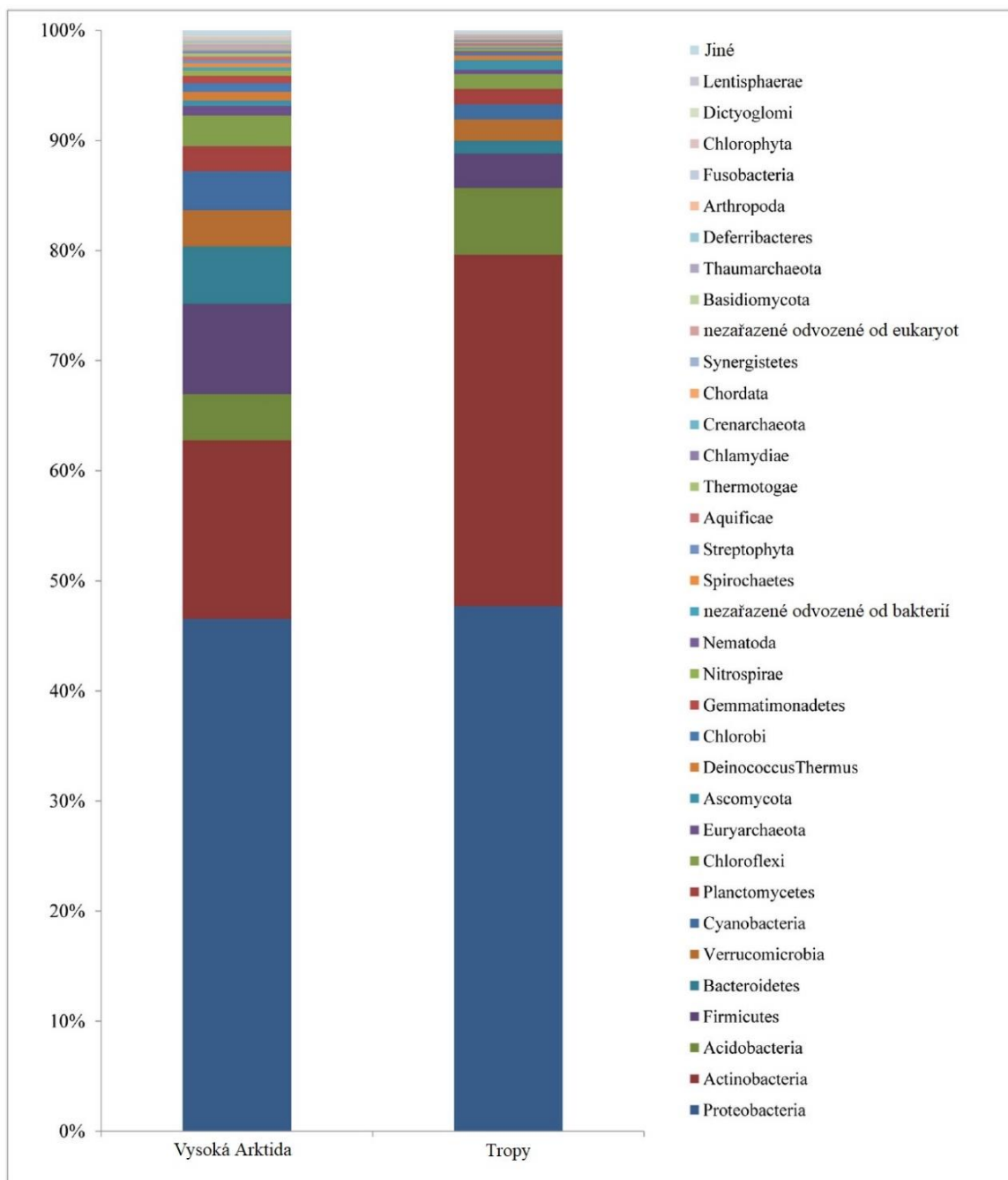
Geny zodpovědné za dormanci a sporulaci převažují v Arktidě ve srovnání s tropy. Stresové geny naopak dominují v tropech. (Ferry Slik et al. 2018)



Obrázek 1. Část (a): rozsah permafrostu. C – nepřerušovaný, D – přerušovaný; I – ojedinelý; S – sporadický. Část (b): bioklimatické podzóny. Podzóna A: tundra polární pouště a polopouště, podzóna B: tundra s převahou nízkých keřů, podzóna C: polokeře a býlí, podzóna D: tráva, polokeře a mech, podzóna E: normální keře. Zdroj: (Iversen et al. 2015)



Obrázek 2. Porovnání zastoupení jednotlivých domén v Tropech a vysoké Arktidě. Zdroj: (Ferry Slik et al. 2018)



Obrázek 3: relativní zastoupení jednotlivých kmenů arktických a tropických půd.
 Zdroj: (Ferry Slik et al. 2018)

3.1.5 Vývoj půd

Proces vývoje půdy se jmenuje pedogeneze a zahrnuje řadu navzájem propojených proměnných faktorů. Mezi hlavní faktory patří podnebí, organizmy, terénní reliéf, mateční hornina a čas. Pojem půdní chronosekvence v zásadě předpokládá, že čtyři z těchto faktorů jsou konstantní. Jediným rozdílem mezi půdy je tak čas jejich vývoje. (Schmid 2013)

V pedologii vývoj půdy je dobře prokázaným modelem, který vznikl v posledních desetiletích devatenáctého století. (Huggett 1998)

Původně se předpokládalo, že pedogeneze je v zásadě produktem procesů, probíhajících směrem dolů. Tyto procesy vedou k souborům vzájemně propojených vrstev – horizontů A a B, které spolu tvoří půdu. Rozpuštěné složky a jemné materiály horizontu A se vyplavují do spodního horizontu B a ukládají se tam. Trvalé vyplavování tvoří zbytkové horizonty A a E s hrubou zrnitostí nad těžším horizontem B. Vlivem určitých podmínek organická hmota se hromadí jako horizont O, který leží na nejvyšším horizontu A. Později se přišlo na to, že některé procesy promíchávají půdní materiál, čímž mají sklon k narušení horizontů. Teorie pedogeneze se potom upravila tak, že do ní byly zařazeny účinky tvorby horizontů a účinky jejich destrukce. (Huggett 1998)

Půdy jsou disipačními systémy, které jsou odsunuté od stavu rovnováhy proměnlivými faktory. Půdní struktury jsou dynamické a nelineární. V dynamických systémech existuje koloběh hmoty následkem přídavek, ztrát, přemístění a přeměny. V závislosti na vnitřních podmínkách a vnějších silách půdy mohou vykazovat stabilní, periodické nebo chaotické chování a mohou rovněž projevovat schopnost samoorganizace. (Huggett 1998)

Charakteristiky samoorganizace zahrnují prostorovou změnu od jednotlivého stavu do stále více rozlišeného stavu především jako reakce na dynamickou nestabilitu. (Huggett 1998)

Vývoj půdy je výsledkem komplexu biologických, chemických a fyzikálních procesů. Příkladem fyzikálních procesů je působení mrazu, k chemickým procesům patří rozpuštění. (van der Meij et al. 2016) Půdy ustupujících ledovců poskytují jedinečnou chronosekvenci různých fází půdního vývoje a jsou ideálními ekosystémy pro studium vztahů bakterií, hub a archebakterií s jejich abiotickým prostředím. (Schulz et al. 2013)

Základem všech půd je mateční hornina (skalní podloží, aluvium, till), která interaguje s okolním prostředím v průběhu času. Klíčovými měřitelnými charakteristikami vývoje půdy je vznik půdních horizontů, obohacení organickou hmotou, pohyb solí, hromadění jílu a změna pH. Vývoj jednotlivých půdních horizontů je dosažen hromaděním a pohybem chemických složek. (Schmid 2013)

3.1.6 Vývoj arktických půd

Globální oteplování zrychlilo ústupy ledovců, což mělo za následek vývoj nových terénů, obsahujících minerální suť pro kolonizaci pozemními mikroorganismy a průkopnickými rostlinami. Oblasti po ústupu ledovce poskytují výbornou příležitost studia vývoje rostlinných a mikrobiálních komunit a jejich interakce, která přispívá ke správné funkci půdního ekosystému. (Lei et al. 2018)

Po ústupu ledovce primárním kolonizátorem obnaženého terénu je biologická půdní krusta, která stabilizuje povrch půdy, formuje fyzikální a biologické podmínky, které usnadňují založení rostlin. Biologické půdní krusty však mohou také konkurovat o živiny v pozdějších fázích vývoje. Biologická půdní krusta může zaujímat do 90 % půdního povrchu Arktického prostředí. (Borchhardt et al. 2019)

Hlavní pedogenetické procesy v regionu Kaffiøyra (Špicberky) jsou hromadění organické hmoty, glejové procesy a odvápnění. Procesy kryogeneze, které se překrývají s procesy pedogeneze, také zde odehrávají důležitou roli ve vývoji půdy. Značná vlhkost povrchových vrstev a stojatá voda vedou k povrchnímu dosahu permafrostu. (Sobota et al. 2017)

U arktických půd ovlivněných permafrostem (gelisolů) dochází k tvorbě stratifikované ledové struktury. Svrchní aktivní vrstva krátkodobě taje a znovu mrzne s tvorbou inkrementu. Tloušťka jednotlivých vrstev kolísá od méně než 1 mm do více než 2 cm. (Ping 2013)

Degradace permafrostu podporuje morfogenetické procesy, které vedou k intenzivní přeměně terénního reliéfu. (Sobota et al. 2017)

3.1.7 Klasifikace arktických půd

Vývoj a klasifikace půd jsou klíčové oblasti výzkumu půdní vědy. Největšího průlomu bylo dosaženo zhruba od poloviny devatenáctého století. Věda se vyvíjela od koncepční soustavy přes popisové studie ke kvantitativnímu přístupu. V té době většina věcí byla neznámá. (Hartemink & Bockheim 2013)

Zatímco pedologie na začátku byla řízena myšlenkou, že geologie a mateční hornina jsou hlavními faktory vývoje, ruská škola dělala důraz na vliv klimatu a představila zónovou teorii distribuce půdy. (Hartemink & Bockheim 2013)

Ruku v ruce s teoriemi vývoje půdy se zrodilo pododvětví klasifikace půd. (Hartemink & Bockheim 2013)

Noll and Wellinger (2008) našli změny v obsahu organického uhlíku, vody, pH přes celý gradient v závislosti na stáří ledové půdy. Zmíněná vědecká skupina zjistila, že stáří půdy a obsah vody v ní jsou nejvýznamnějšími faktory pro bakteriální komunity.

Studie Gleboznawstwa et al. 2006 nabízí přehled typů půd v souladu s klasifikací FAO, které lze potkat v areálu Chamberlindalen ve Svalbardu: leptosoly, glejosoly, regosoly, kambiosoly (viz obr. 4–7).

Sobota et al. 2017 našli kambiosoly, histosoly, regosoly, lithosoly v západní části Špicberků.

Leptosoly patří k lesním půdám bohatým na organický uhlík. Organická hmota je vázaná Ca^{2+} kationtovými můstky. Množství organického uhlíku klesá s hloubkou v exponenciální závislosti. Důležitou roli v stabilizaci organického uhlíku hraje mateční hornina. (Homolák et al. 2017)

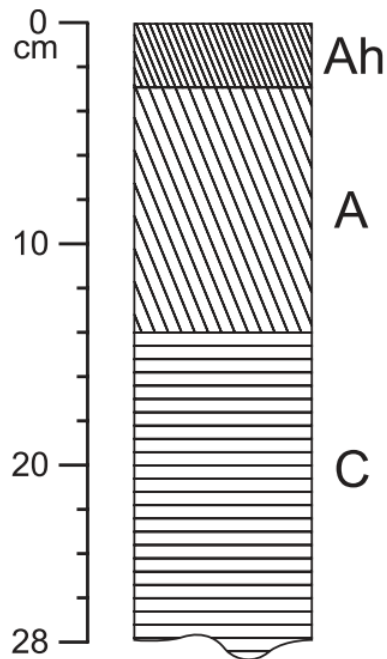
Histosoly severní polokoule jsou organické půdy s převahou rašeliny, proto se často označují jako rašelinové půdy. Vývoj za podmínek prosáknutí vodou v anaerobním prostředí a za chladného klimatu vede ke sníženému tempu rozkladných procesů a největší

akumulaci slabě rozložené organické hmoty a půdního organického uhlíku. (Bonatutzky et al. 2019)

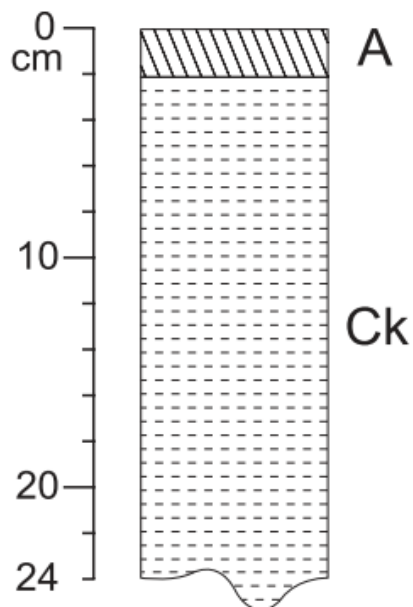
Gelisoly jsou půdy ovlivněné permafrostem. V mezinárodní a kanadské klasifikaci jsou známy pod pojmem cryosol, v ruské klasifikaci se jmenují cryozem. Jsou definovány jako půdy s permafrostem do hloubky 100 cm. (Ping 2013)

V poslední době tyto půdy přitahují zvláště velkou pozornost kvůli zejména vysokému obsahu uhlíku a vlivu na globální klima. Gelisoly zaujímají přibližně 12 % celkové suchozemské plochy Země a uchovávají v sobě cca 30 % podzemního uhlíku. (Ping 2013)

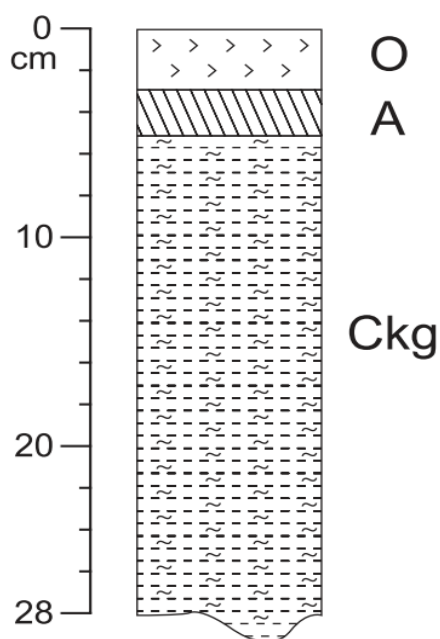
Regosoly jsou po většinu času v létě saturovány vlhkostí. Povrchová sekce profilu obsahuje nespojitou organickou vrstvu o tloušťce několika milimetrů tvořenou převážně sinicemi. Vrstva horizontu A je velmi tenká, nepřesahuje 5 cm. (Sobota et al. 2017)



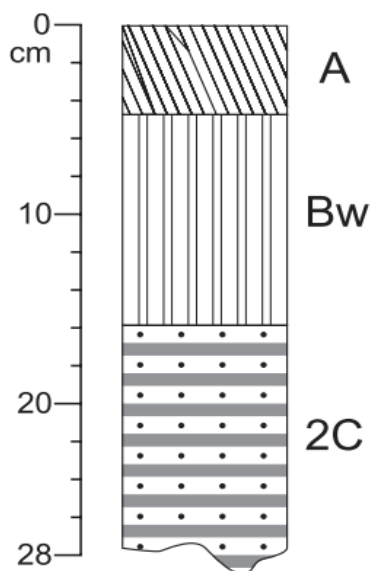
Obrázek 4: profil gaelského leptosolu (nevyvinuté půdy). Horizont Ah: 0–3 cm, za vlhka tmavě šedý, za sucha olivově šedý. Horizont A: 3–14 cm, písčítá hlína olivové barvy. Horizont C: 14–28 cm, písčítá hlína tmavě šedá za vlhka a olivově šedá za sucha. Zdroj: (Gleboznawstwa et al. 2006)



Obrázek 5: profil regosolu (slabě vyvinuté půdy na sypkých sedimentech). Horizont A: 0–2 cm, hrubá písčítá hlína olivové barvy za vlhka a olivově šedé barvy za sucha. Postupný přechod. Horizont Ck: 2–24 cm hrubá písčítá hlína olivové barvy za vlhka a olivově šedé barvy za sucha, reaguje s 10% HCL. Zdroj: (Gleboznawstwa et al. 2006)



Obrázek 6: profil glejosolu (půdy s výrazně vyvinutým reduktomorfním glejovým horizontem). Horizont O: 0–3 cm, tmavě hnědé barvy. Horizont A: 3–5 cm písčité hlína tmavě šedé barvy za vlhka a šedé za sucha. 5–28 cm. Horizont Ckg: písčité hlína nasycená vodou, tmavě šedé barvy za vlhka a šedé za sucha. Zdroj: (Gleboznawstwa et al. 2006)



Obrázek 7: profil kambisolu (hnědá půda). Horizont A: 0–5 cm, tmavě olivově hnědé barvy za vlhka a světlé olivově hnědé barvy za sucha. Postupný přechod. Horizont Bw: 5–16 cm písčité hlína tmavě olivově hnědé barvy za vlhka a světlé olivově hnědé barvy za sucha. Horizont 2C: 16–28 cm, hrubá písčité hlína olivově hnědé barvy za vlhka a světlé žluté barvy za sucha. Zdroj: (Gleboznawstwa et al. 2006)

3.2 Půdní chronosekvence

Pojem chronosekvence je odvozen od řeckého slova *chronos* (čas) a latinského *sequentia* (posloupnost). Půdní chronosekvence je řada rozdílných půd, které se vyvíjí ve sledu v průběhu určitého časového úseku. Sledování charakteristik jednotlivých půd v chronosekvenci poskytuje náhled na vliv času na vývoj půdy. Studium půdní chronosekvence je důležité ve mnoha specifických disciplínách včetně pedologie, agronomie, biologie, ekologie, lesního hospodářství, klimatologie, zeměpisu a geologie. (Schmid 2013)

Chronosekvence jsou nepostradatelným nástrojem výzkumu tempa a směru vývoje půdy. Existují jasné časové souvislosti mezi jednotlivými etapami chronosekvence, všechny faktory vývoje půdy za výjimkou času zůstávají konstantní do maximální možné míry. (Dümig et al. 2012) Chronosekvence tak převádí prostorové rozdíly mezi jednotlivými půdami na rozdíly časové. Počet prokázaných příkladů chronosekvencí roste velmi rychle. (Huggett 1998)

Chronosekvence představuje záznam pedologických změn v několika časových vymezeních: roky až staletí, tisíciletí, stovky tisíc let a dokonce miliony let. (Huggett 1998)

Pozorováním půdních chronosekvencí starých několik tisíc let bylo zjištěno, že tempo příjmu půdou uhlíku je nejvyšší v počáteční fázi její vývoje, poté začíná klesat a po tisíciletích dosahuje ustáleného stavu. (Bernasconi 2008)

Vývoj půdních chronosekvencí podporují takové geologické podoby jako například lávové proudy, zvednuté pobřežní terasy, ustupující ledovce. V prostředí chronosekvence s nějakou disturbancí (například zemědělství, požáry, těžba a klimatické změny) lze sledováním proměn půdních charakteristik určit vliv konkrétní disturbance. (Schmid 2013)

3.3 Fosfor v půdě

Fosfor je důležitým rostlinným makronutrientem tvořícím cca 0,2 % rostlinné sušiny. Je to jeden ze 17 prvků, nepostradatelných pro růst rostlin. (Vance et al. 2003)

Vaněk et al., (2007) udává, že obsah celkového fosforu v půdě je v rozmezí 0,01 – 0,15 % a je nižší než obsah draslíku nebo dusíku. Fosfor v přírodě má svůj nejvyšší oxidační stupeň 5. (Tuza 2017)

Bez spolehlivého přísunu tohoto prvku rostliny nemohou růst. Anorganický fosforečnan se účastní regulace klíčových enzymových reakcí a metabolických drah. (Schachtman et al. 1998) Fosfor je jedním z rozhodujících prvků pro život na Zemi a biologická dostupnost fosforu v suchozemských ekosystémech, která závisí na jeho půdních zásobách a formách, může ovlivňovat produktivitu a sukcesí (vývoj a změny ve složení) těchto ekosystémů. Navíc, zásobování řízených ekosystémů fosforem, například zemědělských ploch, se může záhy stát překážkou pro zajištění lidstva potravou. Větší část fosforu v suchozemských ekosystémech je vázána v půdách. Avšak zásoby, formy a biologická dostupnost půdního P se mění v průběhu vývoje půdy. (Prietz et al. 2013)

Nedávné studie naznačují, že pravděpodobně především fosfor spíše než N může být limitujícím prvkem v některých horských ekosystémech a ekosystémech s vysokou zeměpisnou šířkou se studeným a vlhkým klimatem. (Prietzl et al. 2013)

Větší dostupnost fosforu zvyšuje počet druhů rostlin a hojnost vegetace tundry. Mikroorganismy tundrové půdy jsou silnými konkurenty v boji za fosfor. (Giesler et al. 2012)

Mikrobiální biomasa na sebe přetahuje značné množství fosforu, dostupného rovněž pro rostliny. Houbová vlákna v symbiotickém soužití s kořeny vyšších rostlin (takové soužití se jmenuje mykorhiza) mohou účinně přenášet mikrobiálně uložený fosfor do rostlin. Mohou tak ovlivňovat schéma a tempo koloběhu fosforu. Rostliny s ektomykorhizou proto mají výhodu oproti ostatním. (Hrynkiewicz et al. 2009)

Mikroorganismy obsahují jak organické, tak anorganické formy fosforu. Avšak podle definice se řadí mezi celkový organický fosfor. (Bünemann 2015)

Rostliny a mikroorganismy přijímají fosfor, rozpuštěný v roztoku, ale pouze malá část (méně než 1 %) je v půdě v rozpuštěném stavu. (Bünemann 2015)

Půdní Organický fosfor se mineralizuje biologicky nebo cestou extracelulární hydrolyzy. Enzymy fosfomonoesterázy, fytázy, fosfodiesterázy a pyrofosfatázy hydrolyzují anhydridy s fosforem. Rostliny uvolňují fosfomonoesterázy a jiné enzymy při nedostatku fosforu. (Bünemann 2015)

Přestože celkové množství fosforu v půdě může být velké, je často přítomen v nedostupných formách. Více než 80 % uměle přidaného fosforu se stane nedostupným pro využití rostlinami kvůli adsorpci, srážení nebo převedení do organické formy. (Schachtman et al. 1998) Zásobování biologicky dostupnými živinami závisí v první řadě na tempu mikrobiálního rozkladu. (Teltewskoi et al. 2014) Hlavním zdrojem fosforu v suchozemských ekosystémech jsou minerály mateční horniny. (Zhou et al. 2013) Nejdůležitější formou biologicky dostupného fosforu v půdním roztoku je anorganický orthofosfát. (Estuaries & River 2017)

Dostupnost fosforu závisí nejenom na celkovém množství jeho chemicky labilních forem, ale taky na koncentraci P v půdním roztoku, poměru uvolňování z různých organických a anorganických složek půdy, vegetační sezoně (tzn. době, kdy je fosfor přijímán rostlinami) a různých mikrobiálních vlivech. (Johnson et al. 2003) Půda ve svém vývoji dosahuje optimální fáze, kdy má největší množství fosforu a jeho forem. Po dosažení této úrovně celkové zásoby fosforu, zejména biologicky dostupného, klesají kvůli erozi a vyluhování, zachycení fosforu biomasou, pomalé ale nepřetržité transformaci dostupného fosforu na nedostupný. (Johnson et al. 2003)

Rozpustnost fosforu je omezena adsorpcí na oxyhydroxidech železa a hliníku. V půdách tundry vně rhizosféry (oblasti dosahu rostlinných kořenů) fosfor těsně koreluje s železem při nízké koncentraci rozpuštěného PO_4^{3-} . (Herndon et al. 2015) Za podmínek zvýšené kyselosti fosfor rychle tvoří nerozpustné komplexy s kationy, zejména Al a Fe a stává se nedostupným pro rostliny. (Vance et al. 2003) Experimenty s topoly ukazují, že expozice rostlin Al vede k odchylce ve výživě Ca a P. (Naik et al. 2009) Organický fosfor a fosforečnany se vážou v krystalických oxyhydroxidech hliníku a železa (goethit, hematit, variscit $\text{Al}(\text{OH})_2\text{H}_2\text{PO}_4$ a strengit $\text{Fe}(\text{OH})_2\text{H}_2\text{PO}_4$). (Prietzl et al. 2013) (Prášková & Němec 2016)

Dominantní formou sloučeniny s fosforem v oblastech po nedávné deglaciaci (ústup ledovce) je apatit. (Prietzl et al. 2013) V magmatických horninách se fosfor vyskytuje ve formě fluorapatitu, chlorapatitu nebo hydroxyapatitu. (Tuza 2017)

Procesem zvětrávání mateční hornina rychle přichází o fosfor v počáteční fázi pedogeneze hned po ústupu ledovce. Mikrobiální zásobování fosforem může snížit ztráty tohoto makronutrientu a usnadnit jeho dostupnost pro rostliny v průběhu vývoje vegetace. (Borchhardt et al. 2019)

Formy fosforu ve svrchní vrstvě půdy v oblasti po ústupu ledovce se mění rychle, během méně než 120 let pedogeneze. Původně převažující P-apatit a fosforečnany hliníku se vyčerpávají. Fosfor, vázaný v železu, a zejména organicky vázaný fosfor jsou akumulovány. (Prietzl et al. 2013) Oxidy hliníku a železa a organický uhlík hrají výraznou roli v řízení dostupnosti anorganického půdního fosforu. Na druhou stranu zrnitost, půdní pH a obsah uhličitánů mají na to jenom nízký vliv. (Achat et al. 2016)

V arktických půdách je přítomnost fosforu omezena na horizonty O až A, kde probíhá větší část biologické aktivity. (Klimowicz & Uziak 1996) Nedávné experimenty v arktických půdách naznačují schopnost přidaného křemíku zvyšovat biologickou dostupnost fosforu. Předpokládá se, že dochází k oslabení vazby fosforu na železo. (Schaller et al. 2019)

3.4 Stanovení forem P v půdě

Existují tři základní formy fosforu z chemického hlediska: organický, anorganický a celkový (součet anorganického a organického). Organický fosfor se v přírodě vyskytuje jako rozpuštěný (fosfolipidy, fosfoproteiny, koenzymy ADP a ATP nebo nukleové kyseliny) a nerozpuštěný. Extracelulární enzymy bakterií a řas mohou měnit vázaný nerozpuštěný fosfor do formy fosforečnanů. Anorganický fosfor může být zase rozpuštěným, nerozpuštěným nebo extrahovatelným. Rozpuštěná a extrahovatelná forma je využitelná rostlinami. (Wells et al. 2000)

Nejběžnější anorganickou primární formou je apatit, zatímco sekundární zahrnují různé fosforečnany vápníku a amorfní fosforečnany hliníku a železa. Mezi organické formy patří monoester orthofosfátu, včetně inositolfosfátu, diestery orthofosfátu, organické polyfosfáty a fosfonáty. Zásoba a vzájemné poměry jednotlivých forem se mění v průběhu pedogeneze. Množství fosforečnanu vápenatého klesá a množství organických forem stoupá. (Bünemann 2015)

Velké množství extraktivních, inkubačních technik a technik, založených na sledování izotopů bylo použito pro lepší pochopení, jak půdy zajišťují rostliny fosforem během vegetační doby. (Johnson et al. 2003)

Wuenschel et al. (2015) porovnávají 14 metod extrakce půdního fosforu: extrakce destilovanou H₂O, extrakce roztokem 0,01 mol/L CaCl₂, extrakce roztokem 0,4 mol/L LiCl, Olsenova metoda, metoda Bray II, metoda Mehlich 3, metoda CAL, Fe-oxid Pi, metoda CAEM, extrakce oxalátem, extrakce komplexním roztokem s dithioničnanem, extrakce roztokem 0,5 mol/L HCl, extrakce organického P a extrakce celkového P. Následné měření pro všechny tyto metody se provádí buď ICP-AES (emisní spektrometrie

s indukčně vázaným plazmatem) nebo spektrofotometrem. Stanovení fosforu pomocí ICP-OES dává vyšší výsledky než stanovení spektrofotometrické, jelikož se stanovuje celkový obsah fosforu v extraktu. Při spektrofotometrickém stanovení se analyzuje jenom fosforečnan. Tento rozdíl bývá obvykle 10–15 %, ale není konstantní. (Prášková & Němec 2016)

Existuje taky metoda extrakce lučavkou královskou. Vzorek zeminy se upraví na zrnitost pod 2 mm, přidá se HCl a HNO₃ v poměru 3:1, povaří se 2 hodiny. Další rychlou a spolehlivou metodou kvantitativní analýzy je disperzní rentgenová fluorescenční spektrometrie s přesností stanovení až zlomky procent a možností současné analýzy i mnoha dalších prvků. (Raclavská et al. 2008)

V práci Prietzel et al. (2013) bylo použito 6 standardních roztoků, které by měly reprezentovat převažující formy půdního fosforu: kyselina fytová [sodná sůl, hydrát (CH₃)₆(PO₄)₆·xNa + yH₂O, představující organický P], hydroxyapatit (Ca)₅(OH)(PO₄)₃, dihydrát hydrogenfosforečnanu vápenatého CaHPO₄·2H₂O, monohdrát dihydrogenfosforečnanu vápenatého Ca(H₂PO₄)₂·H₂O; fosforečnan hlinitý AlPO₄, dihydrát fosforečnanu železitého FePO₄·2H₂O. Pomocí těchto standardů byly analyzovány vzorky půdy po předchozím mletí a rozpuštění ve směsi HF/HClO₄. Metodou rentgenové spektroskopie XANES (rentgenová absorpce v blízkosti absorpční hrany) byla určena koncentrace jednotlivých forem. Celkový fosfor byl stanoven metodou ICP-OES.

Úspěšnost konkrétní metody závisí na určitých podmínkách a je složité definitivně označit jednu metodu jako nejvhodnější. (Brandštýl 2013)

4 Metodika

4.1 Studijní oblasti

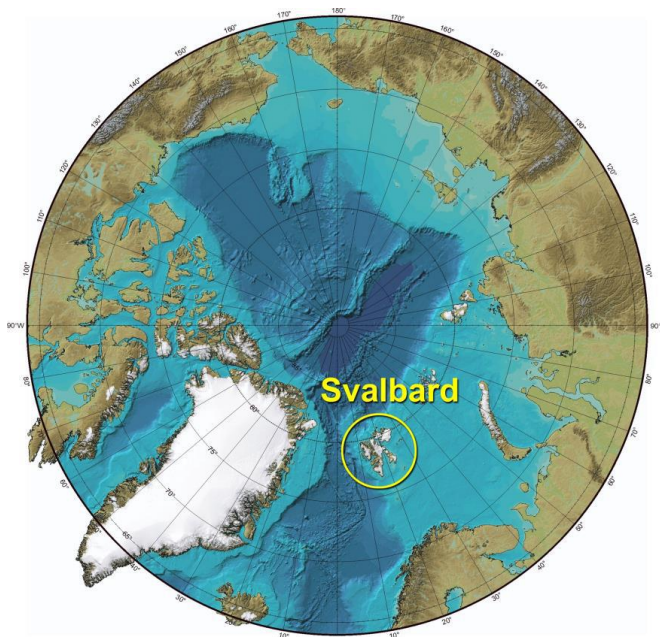
Pro studium byla vybrána chronosekvence po ústupu ledovce Nordenskiöldbreen, který se nachází na Svalbardu (78,67°N, 16,78°E) a ustupuje od vyvrcholení malé doby ledové na konci 19. století. (Rachlewicz a kol., 2007)

Svalbard (viz obr. 8, 9) je nejsevernější část Norského království. Nachází se přibližně půl cesty od pevniny Norska k severnímu pólu. Rozmanitost rostlin a živočichů zde vznikla kvůli tomu, že Svalbard omývá teplý Gofský proud, který mírní klima. Celková plocha je zhruba 62 tisíc km², téměř 60 % z nich je pokryto ledovci, z nichž většina sestupuje k moři. V důsledku tání sněhu a ledu jsou vytvořené obrovské vodopády, které sestoupí do moře přímo z ledovců.



Obrázek 8, mapa Svalbardu. Zdroj: <http://www.geoatlas.com>

Do roku 1925 neměly Špicberky jednotný název. Stanovením Špicberské dohody (*Spitsbergen treaty*) se stalo souostroví součástí Norského království a dostalo oficiální název Svalbard. Největší ostrov byl pojmenován Spitsbergen. Název Svalbard se poprvé objevil roku 1194 ve vikingských ságách. Slovo Spitsbergen poprvé použil Barents při objevení souostroví v roce 1596. Název Spitzbergen či Spitsbergen byl poté používán pro celé souostroví. Tento název se zachoval téměř u všech evropských států a používá se dodnes.

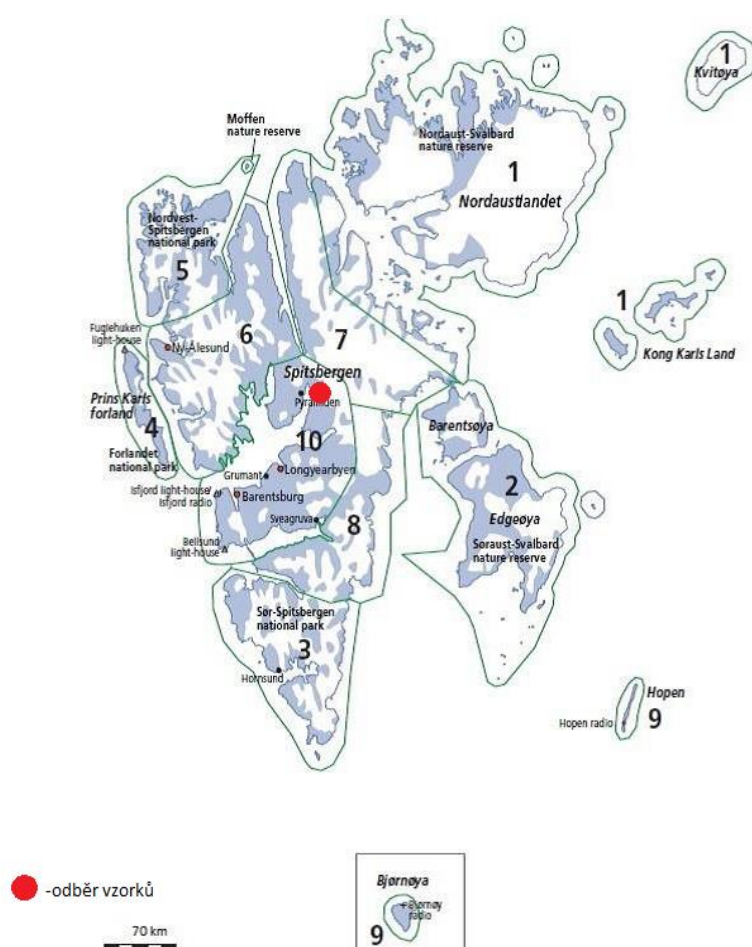


Obrázek 9, Poloha Svalbardu na severozápadě Euroasijské kontinentální desky, Zdroj: Europlanet (2010): Svalbard -A terrestrial cold climate, <http://europlanet.dlr.de/>.

Špicberky leží na severozápadním rohu Euroasijské kontinentální desky, která je ponořena pod mělkým Barentsovým mořem. Průměrná hloubka je 200 až 300 m, maximální je kolem 550 m. (Emunds, 2009) Na severu se kontinentální svah propadá do hloubky 4000 m, kde začíná Severní ledový oceán. Na západě se nachází hluboké Grónské moře, nejsevernější část Atlantického oceánu. (Umbreit, 2009) Atlantický a Severní ledový oceán se potkávají mezi Špicberkami a Grónskem v místě zvaném Framova úžina (*Fram Strait*), takzvané bráně do Severního ledového oceánu (Hjelle, 1993) (viz obr.10).

Na obrázku číslo 10 můžeme vidět členění největších částí souostroví:

1. Nordaustlandet (14 530 km²) a ostrov Kvitoya (265 km²)
2. Edgeoya (5 030 km²)
3. Sor-Spitsbergen national park
4. Prins Karl Vorland (640 km²)
5. Nordvest-Spitsbergen national park
6. Nordre Isfjorden national park
- 7, 8, 10 Centrální část
9. Ostrovy Hopen (47 km²) a Bjornoya (178 km²).

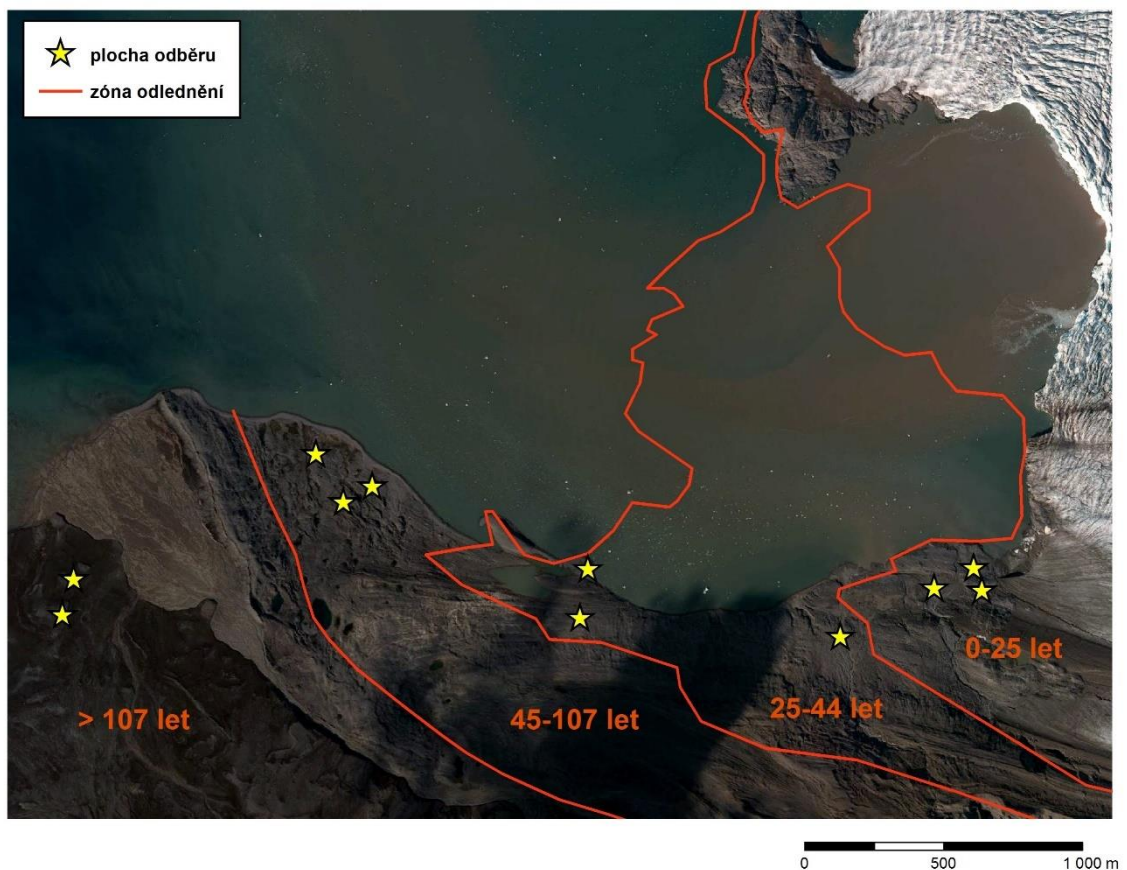


Obrázek 10, Členění jednotlivých částí souostroví, Zdroje: Official Statistics of Norway (2005): Svalbard Statistics (2005), <http://www.ssb.no/>.

Většina půd Svalbardu vznikla v pobřežních podmínkách. Půdy mají typicky mělké profily se špatně diferencovanými genetickými horizonty, písčité nebo hlinité struktury mají hodnoty pH v rozmezí od 7 do 8 a obsahu organického uhlíku od 0 až 10 %. (Hjelle, 1993)

4.2 Odběr půdních vzorků

Vzorky počáteční půdy byly odebrány v létě roku 2015 z ledovce Nordenskiöldbreen, Svalbard (78.67°N, 16.78°E) (viz obr.11). Zóny byly vymezeny Petrou Lulákovou (Jihočeská Univerzita v Českých Budějovicích) v prostředí Gis na základě leteckých snímků Norsk Polar Institut (1936, 1961, 1990 a 2007). Odebráno bylo celkem 42 vzorků.



Obrázek 11, odběr půdních vzorků, předpolí je jih. Zdroj: Petra Luláková (Jihočeská Univerzita v Českých Budějovicích).

Vzorky byly rozděleny na 4. zóny, s chronosekvenčním přístupem dělíci půdu ve čtyřech zónách rostoucího věku z ledovcového frontu (I. 0-25, II. 25-44, III. 45-107, IV. více 107 let) (viz obr. 12, 13, 14).

- 1. zóna (0-25 let)



Obrázek 12, 1. stanovená zóna. Zdroj: Petra Lulákova (Jihočeská Univerzita v Českých Budějovicích).

- 2. zóna (25-44 let)



Obrázek 13, 2. stanovená zóna. Zdroj: Petra Lulákova (Jihočeská Univerzita v Českých Budějovicích).

- 3. zóna (45-107 let)



Obrázek 14, 3. stanovená zóna. Zdroj: Petra Lulákova (Jihočeská Univerzita v Českých Budějovicích).

- 4. zóna (> 107 let) – zapojená stará tundra.

5 Chemické analýzy

5.1 Pseudototální obsahy P (Lučavka královská)

Pseudototální obsahy prvků byly stanoveny pomocí extrakce lučavkou královskou. Lučavka královská je směs koncentrované kyseliny dusičné (HNO_3) a kyseliny chlorovodíkové (HCl) v objemovém poměru 1:3.

Extrakce byla prováděná podle Cools and De Vos, (2016):

- Laboratorní vzorek
Bylo naváženo $1 \pm 0,005$ g půdního vzorku do uzavíratelné teflonové nádoby Savillex.
- Navlhčen asi 0,5 ml až 1,0 ml deionizované vody a za míchání bylo přidáno 7 ml kyseliny chlorovodíkové a následně 2,3 ml kyseliny dusičné.
- Nechat stát přikryté víčkem 16 hodin při laboratorní teplotě, aby se umožnila pomalá oxidace organických látek v půdním vzorku.
- Následně byla víčka utažena a vzorky byly zahřívány dvě hodiny při teplotě $140\text{--}150^\circ\text{C}$. Obsah nádoby byl kvantitativně převeden do 50 ml odměrné baňky a následně přefiltrován přes papírový filtr.
- Filtrace (viz obr. 15)
- Analýza prvků byla prováděná pomocí ICP-OES (iCAP 7000 Duo ICP Emission spectrometer, Thermo Scientific, VB) po naředění extraktu 10x.



Obrázek 15, filtrace extraktu lučavky královské. Zdroj: Adel Allaberdina.

5.2 Stanovení forem Fe, Al, Mn, Ca

Postup práce:

1. Příprava vzorků. Sítování.

Nejdříve heterogenní vzorky byly zhomogenizované a propuštěné přes síto (<25mm).

2. Vážení bylo uděláno pomocí vah firmy «Sartorius».

Každý vzorek byl navážen ve dvou opakováních po $0,5 \pm 0,005$ g a byla provedena extrakce kyselým šřavelanem amonným a extrakce roztokem dithioničnanu-citronanu.

3. Přidání roztoků. Extrakce kyselým šřavelanem amonným za temna. (McKeague, Day, 1966)

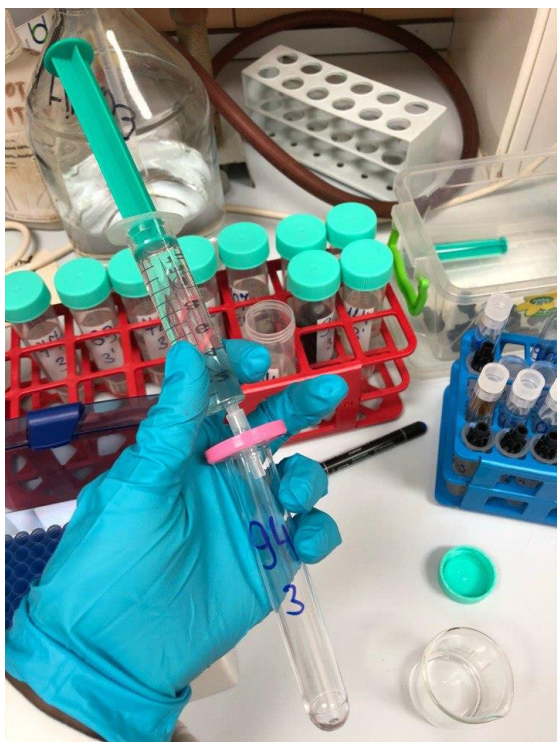
Konečný roztok byl připraven smícháním dvou připravených roztoků (dihydratu kyseliny šřavelové a monohydratu šřavelanu amonného) a okyselen na příslušné pH. Pak do každého vzorku bylo přidáno 20 ml připraveného roztoku, lahvičky byly uzavřené a třepaly se za temna po dobu 4 hod. při laboratorní teplotě 20°C. Po třepání vzorky 5 minut centrifugovali rychlostí 4000 rpm. Byla použita Centrifuga 5810 (viz obr. 16).



Obrázek 16, Centrifuga 5810. Zdroj: Adel Allaberdina.

(2) Filtrace.

Vzorky byly následně filtrovány, a získaný roztok byl 10x naředěn (viz obr. 17).



Obrázek 17, filtrace vzorků při stanovení forem Fe, Al, Mn, Ca. Zdroj: Adel Allaberdina.

(3) Analýza.

Analýza prvků probíhala několik dnů a byly použity ředěné a neředěné vzorky. Prvky Al, Fe, Mn byly měřeny pomocí ICP-OES (iCAP 7000 Duo ICP Emission spectrometer, Thermo Scientific, VB) za standardních analytických podmínek.

4. Extrakce roztokem dithioničnanu-citrátu. (Courchesne, Turmel, 2008)

- Byl připraven roztok: 200g L⁻¹ dithioničnanu-citrátu, 2x25 ml citrátu sodného (Na₃C₆H₅O₇·2H₂O 0,68 M (200g. L⁻¹))+ 0,4g dithioničnanu (Na₂S₂O₄).
- Roztok byl přidán do každého vzorku, zváženého předtím (0,5±0,005g).
- Třepání.

Lahvičky byly uzavřeny a třepány 16 hodin při laboratorní teplotě 20°C. Po třepače vzorky 5 minut centrifugovali.

- Filtrace.
Vzorky byly následně filtrovány a získaný roztok byl vhodně naředěn 50x.
- Analýza.

Analýza prvků byla provedena pomocí ICP-OES (iCAP 7000 Duo ICP Emission spectrometer, Thermo Scientific, VB) po naředění extraktu 10x. Analýza prvků proběhla několika dnů.

5.3 Metodika zpracování půdních vzorky-extrakce P

Podle práce (Tiessen, Moir 1993) byla provedena extrakce fosforu a rozdělena do čtyř frakcí: extrakt s aniontovou membránou (stanovení P), extrakt s NaHCO_3 , extrakt s NaOH (OH-extrakce P), extrakt s HCl (HCl-extrakce P).

Extrakční roztoky:

1. 0,5 M HCl zředit 88,5 ml HCl do 2 L deionizované vody.
2. 0,5 M NaHCO_3 pH 8,5 rozpustit 84g NaHCO_3 1g NaOH do deionizované vody a udělat 2 L.
3. 0,1 M NaOH rozpustit 4g NaOH do deionizované vody a dosáhnout konečného objemu do 1 L.
4. Do 1 M HCl přidat 177 ml koncentrované HCl 11,3 M a dosáhnout konečného objemu do 2 L.
5. Byly používány aniontové membrány, nastříhaný do velikosti 9×62 mm.

Procedura extrakce byla prováděná 4. dny (viz obr. 18):

Den 1.

Každý vzorek byl navážen $1\pm 0,005$ g půdy, byly přidány 2 aniontové výměnné membrány (AEM), 30 ml deionizované vody. Vzorek byl nechán na třepačce 16 hodin.

Den 2.

Membrány byly vyndány, půdní vzorky byly vymyté deionizovanou vodou, následně byl přidán AEM do 20 ml 0,5 M HCl . Vzorky se nechali otevřené 1 hodinu, a uzavřené se nechali třepat přes noc (16 h).

Lahvičky s půdou a deionizovanou vodou byly centrifugovány 10 minut. Poté byla voda vylita a přidán roztok 0,5 M NaHCO_3 . do 30 ml roztoku byl nadávkován roztok NaHCO_3 , který se třepal 16 hodin přes noc.

Den 3.

Roztok byl centrifugován 10 minut, a následně byl přelít do nové lahvičky. Filtr se vypláchl a vyčistil, byl přidán roztok 0,1M NaOH a doplněn roztok NaOH do 30 ml. Roztok se třepal přes noc 16 hodin.

Den 4.

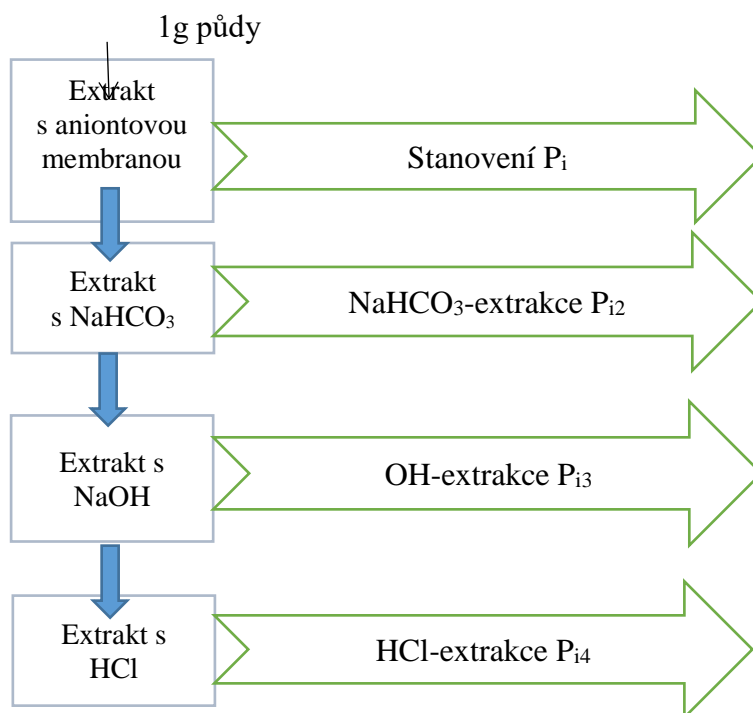
Roztok byl centrifugován 10 minut. NaOH byl scezen přes filtr v nové menzurce. Byl stanoven anorganicky celkový počet P v NaOH roztoků. Filtr se vypláchl a vyčistil do lahvičky 0,1 M HCl . Roztok HCl byl doplněn do 30 ml a třepal se přes noc 16 hodin.

Hodnoty Pt byly měřeny pomocí ICP-OES (An iCAP 7000 Radial ICP Emission spectrometer, Thermo Scientific, VB) za standardních analytických podmínek.

Anorganický fosfor (P_i) byl stanoven pomocí iontové chromatografie (ICS 1600, Dionex, USA) v podobě PO_4^{3-} a následně přepočten na obsah P_i . Separace byla provedena na koloně AS-11 HC (Dionex, USA). Jako mobilní fáze byl použit KOH. Detekce PO_4^{3-} probíhala konduktometricky po supresi.

Organicky vázaný fosfor (P_o) byl spočten odečtem:

$$P_o = P_t \text{ (ICP-OES)} - P_i \text{ (anorganický) (váz. obr. 18).}$$



Obrázek 18, Procedura extrakce. Zdroj: Tiessen, Moir (1993)

6 Výsledky

6.1 Pseudototální formy (extrakce lučavkou královskou)

Průměrný obsah pseudototálního Al (Al_{LK}) je 5800 mg kg^{-1} .

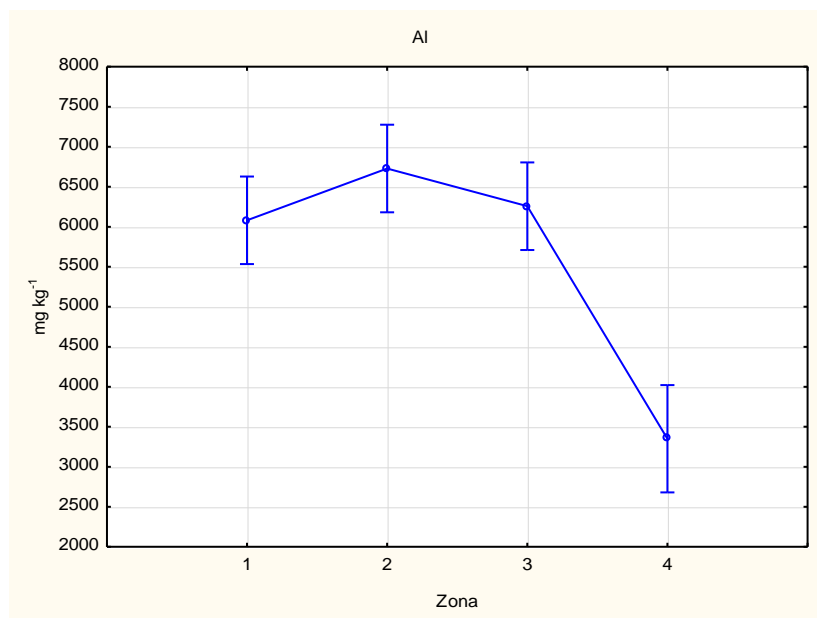
Mezi 1. až 3. zónou nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl v obsahů pseudototálního Al (Al_{LK}), ve 4. zóně avšak obsah hliníku významně klesá (Graf č. 1).

Průměrný obsah pseudototálního Fe (Fe_{LK}) je 14100 mg kg^{-1} . Na grafu č. 2 je vidět, že obsah pseudototálního Fe (Fe_{LK}) významně klesá se stářím půdy, nejnižší obsah byl zjištěn ve 4. zóně. Mezi 1. až 3. zónou nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl v obsahů pseudototálního Fe (Fe_{LK}).

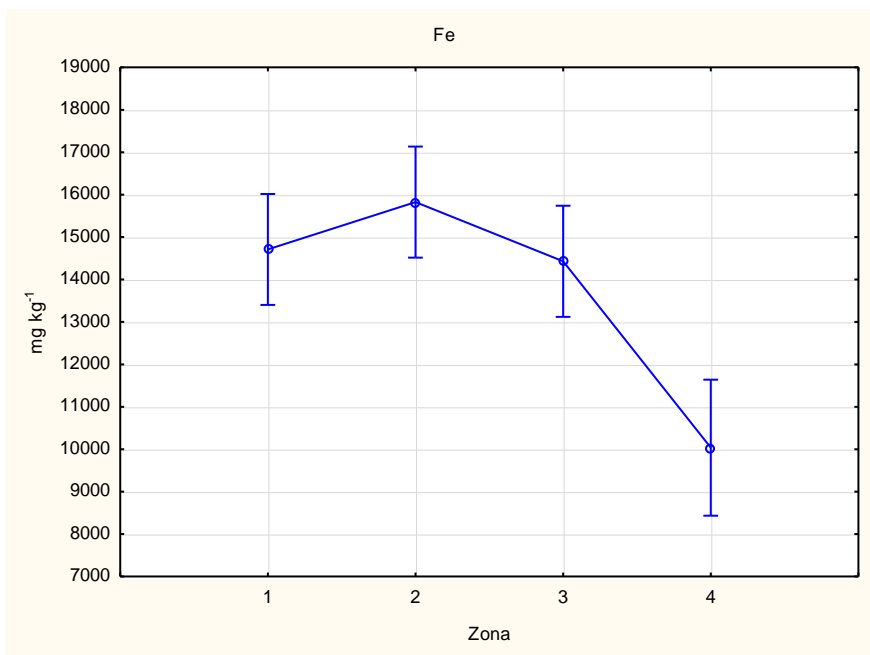
Průměrný obsah pseudototálního Mn (Mn_{LK}) je 210 mg kg^{-1} . Mezi 1. až 3. zónou nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl v obsahů pseudototálního Mn_{LK} . Nejvyšší obsah manganu můžeme vidět ve druhé zóně, nejmenší ve čtvrté. (Graf č.3).

Průměrný obsah pseudototálního P (P_{LK}) 520 mg kg^{-1} . Ze grafu č. 4 je vidět, že s věkem půdy množství pseudototálního P (P_{LK}) klesá, avšak v 1. zóně je obsah fosforu nižší, než ve druhé a třetí zónách. Mezi 2. a 3. zónou nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl v obsahů pseudototálního P (P_{LK}). Nejnižší množství pseudototálních obsahů prvků jsou ve 4. zóně.

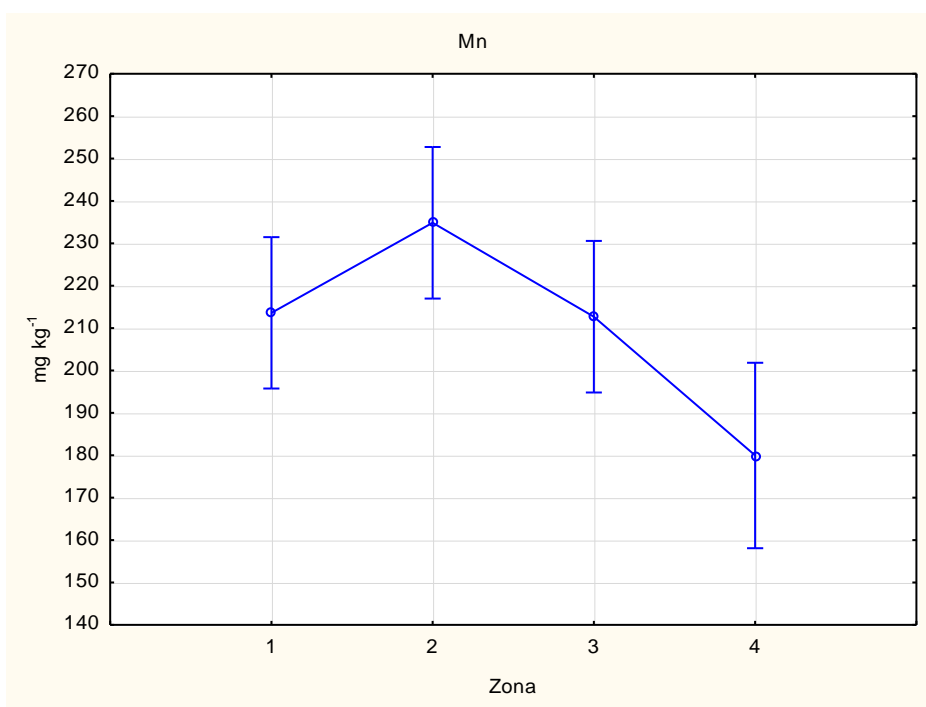
Průměrný obsah pseudototálního Ca (Ca_{LK}) je 54500 mg kg^{-1} . Na grafu č. 5 je vidět, že nejvyšší obsah pseudototálního Ca (Ca_{LK}) zjištěn ve čtvrté zóně. Mezi 1. až 3. zónou nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl v obsahů pseudototálního vápníku.



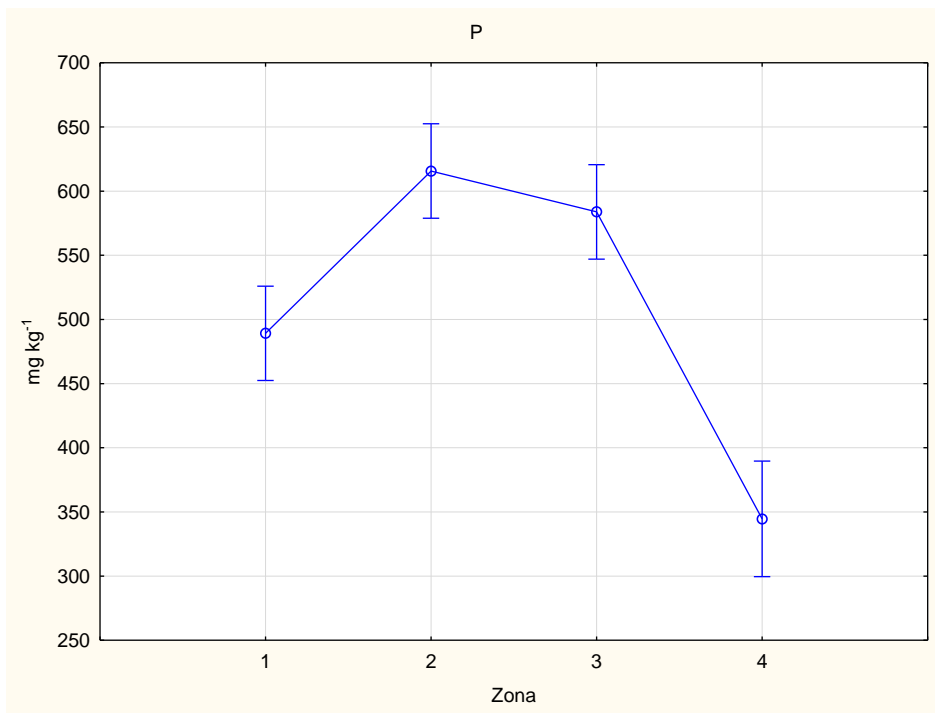
Graf 1. Pseudototální obsah Al v jednotlivých chronozónách (průměrné hodnoty v mg kg^{-1} a 95% odchylka od průměru).



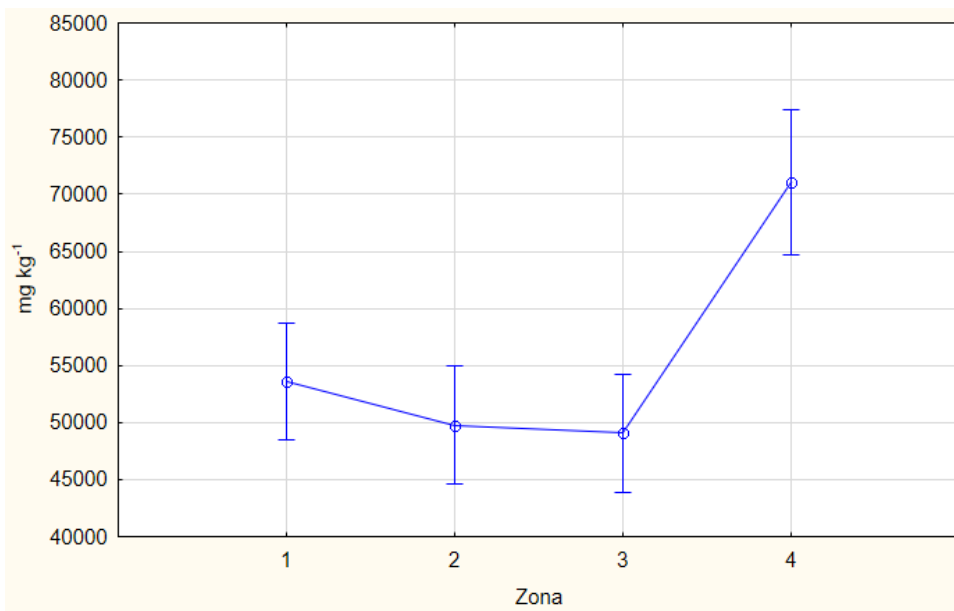
Graf 2. Pseudototální obsah Fe v jednotlivých chronozónách (průměrné hodnoty v mg kg⁻¹ a 95% odchylka od průměru).



Graf 3. Pseudototální obsah Mn v jednotlivých chronozónách (průměrné hodnoty v mg kg⁻¹ a 95% odchylka od průměru).



Graf 4. Pseudototální obsah P v jednotlivých chronozónách (průměrné hodnoty v mg kg⁻¹ a 95% odchylka od průměru).

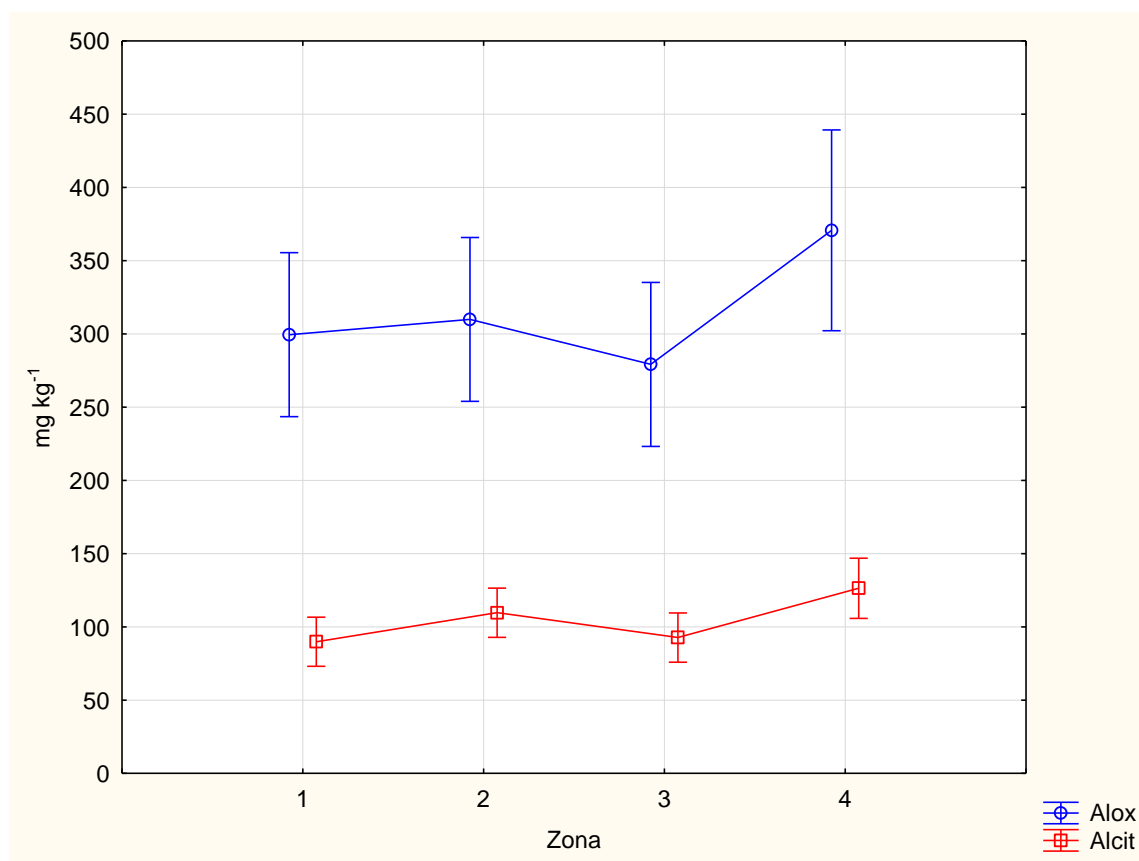


Graf 5. Pseudototální obsah Ca v jednotlivých chronozónách (průměrné hodnoty v mg kg⁻¹ a 95% odchylka od průměru).

6.2 Amorfnní a krystalické formy Fe, Al, a Mn

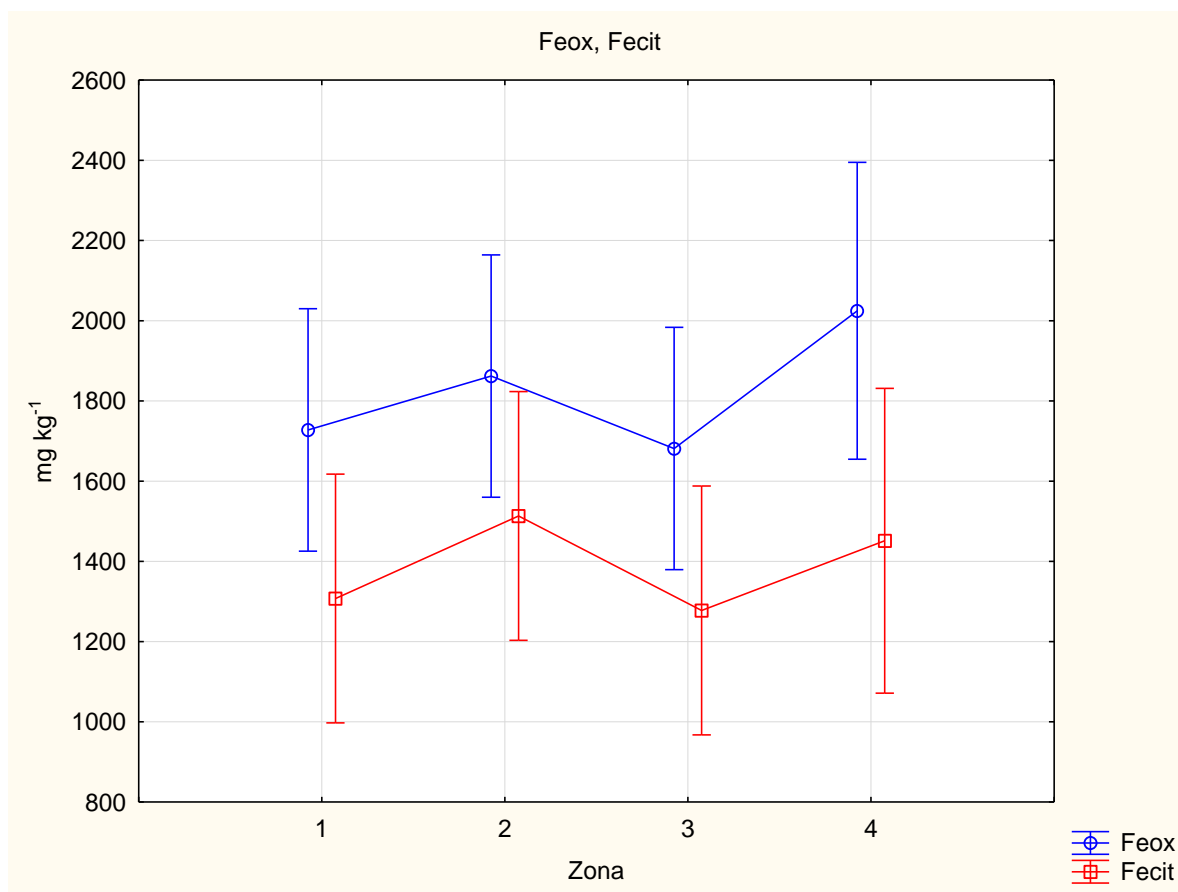
Různé jednostupňové extrakční metody, např. extrakce kyselým oxalátem a citrátem umožňuje posoudit distribuci forem v půdách. Podíl amorfnních forem a organických komplexů (Al_{ox} , Fe_{ox} , Mn_{ox}) byl stanoven oxalátem amonným, (Al_{cit} , Fe_{cit} , Mn_{cit}) byl stanoven pomocí extrakce citronanem-dithioničnanem.

Na grafu číslo 6 můžeme srovnat rozdíl mezi obsahem Al_{ox} a Al_{cit} . Průměrný obsah Al_{ox} je 310 mg kg^{-1} , Al_{cit} je 103 mg kg^{-1} . Obsah hliníku oxalátového je ve všech čtyřech zónách výrazně vyšší, než obsah hliníku citrátového, ale obě hodnoty ukazují nejvyšší obsah prvků v zóně 4 (Graf č.6). Nejvyšší průměrné hodnoty Al_{ox} byly zjištěny ve 4. zóně, nejmenší ve 3. zóně. Mezi 1. až 3. zónou nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl v obsahu hliníku oxalátového. Nejvyšší obsah střední hodnoty Al_{cit} můžeme vidět ve 4. zóně, nejmenší obsah ve 1. zóně, a taky mezi 1. až 3. zónou nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl.



Graf 6. Obsah Al_{ox} , Al_{cit} v jednotlivých chronozónách (průměrné hodnoty v mg kg^{-1} a 95% odchylka od průměru).

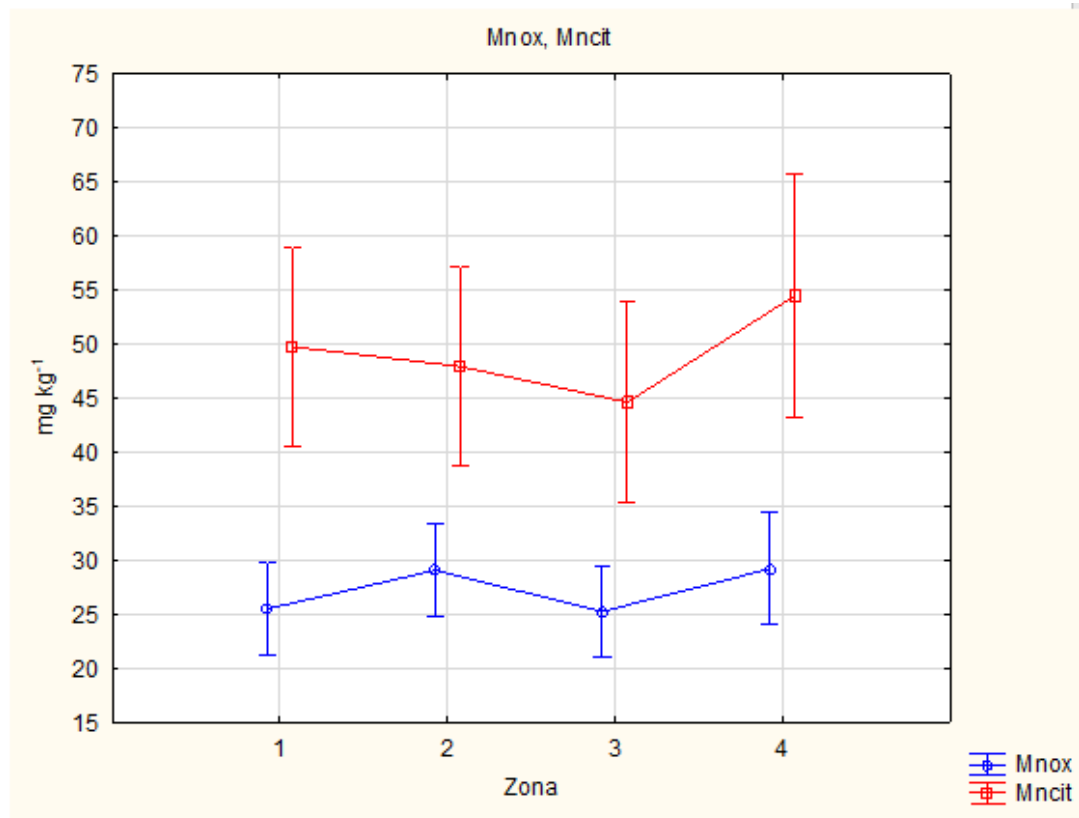
Na grafu číslo 7 můžeme srovnat rozdíl mezi obsahem Fe_{ox} a Fe_{cit} . Průměrný obsah Fe_{ox} je 1800 mg kg^{-1} , Fe_{cit} je 1400 mg kg^{-1} . Obsah železa citrátového je ve všech čtyřech zónách menší, než obsah železa oxalátového. Mezi 1. až 4. zónou nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl ani v obsahů Fe_{ox} , ani v obsahů Fe_{cit} (Graf č.7).



Graf 7. Obsah Fe_{ox} , Fe_{cit} v jednotlivých chronozónách (průměrné hodnoty v $mg \text{ kg}^{-1}$ a 95% odchylka od průměru).

Na grafe číslo 8 můžeme vidět rozdíl mezi obsahem Mn_{ox} a Mn_{cit} . Průměrný obsah Mn_{ox} je 27 mg kg^{-1} , Mn_{cit} je 49 mg kg^{-1} . Obsah manganu citrátového a obsah manganu oxalátového není výrazný. (Graf č.8).

Nejvyšší obsah Mn_{ox} byl zjištěn ve 4. zóně, nejmenší ve 3. zóně. Mezi 1. až 4. zónami nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl v obsahů manganu oxalátového.



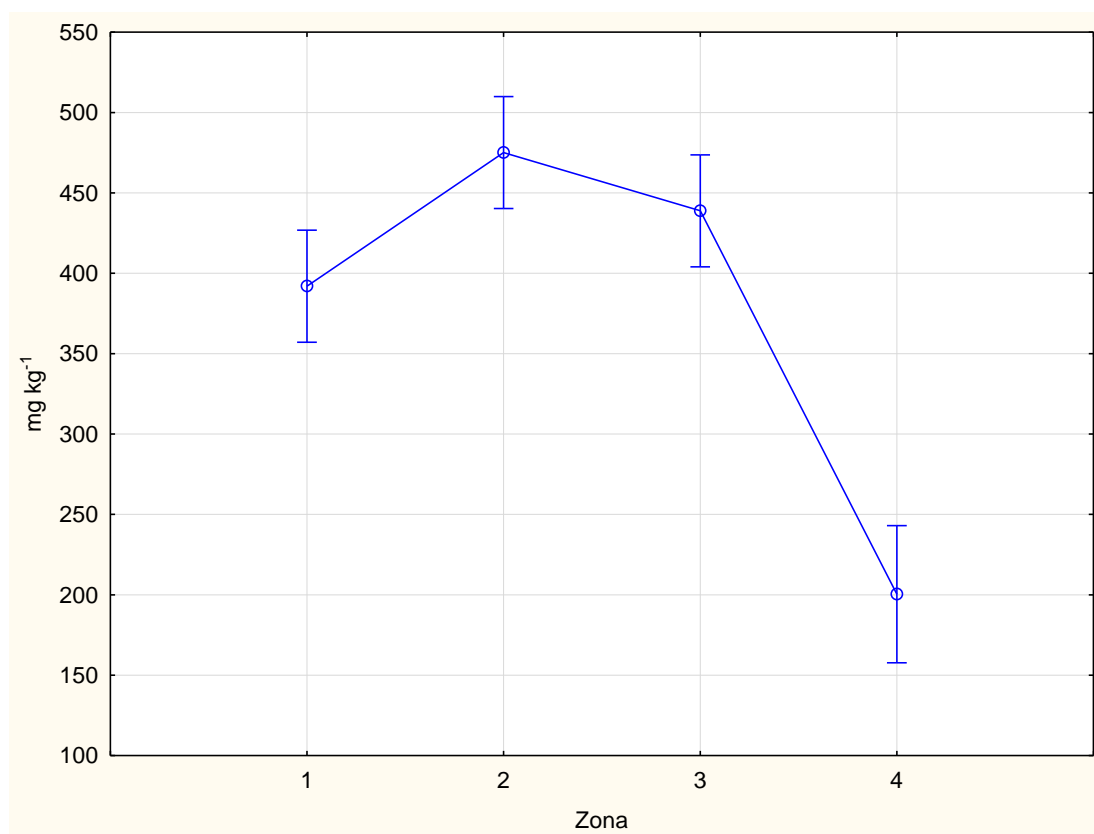
Graf 8. Obsah Mn_{ox} , Mn_{cit} v jednotlivých chronozónách (průměrné hodnoty v mg kg^{-1} a 95% odchylka od průměru).

6.3 Formy P

Pomocí extrakce, která je uvedena na obrázku číslo 10, obsah fosforu byl rozdělen do čtyř frakcí:

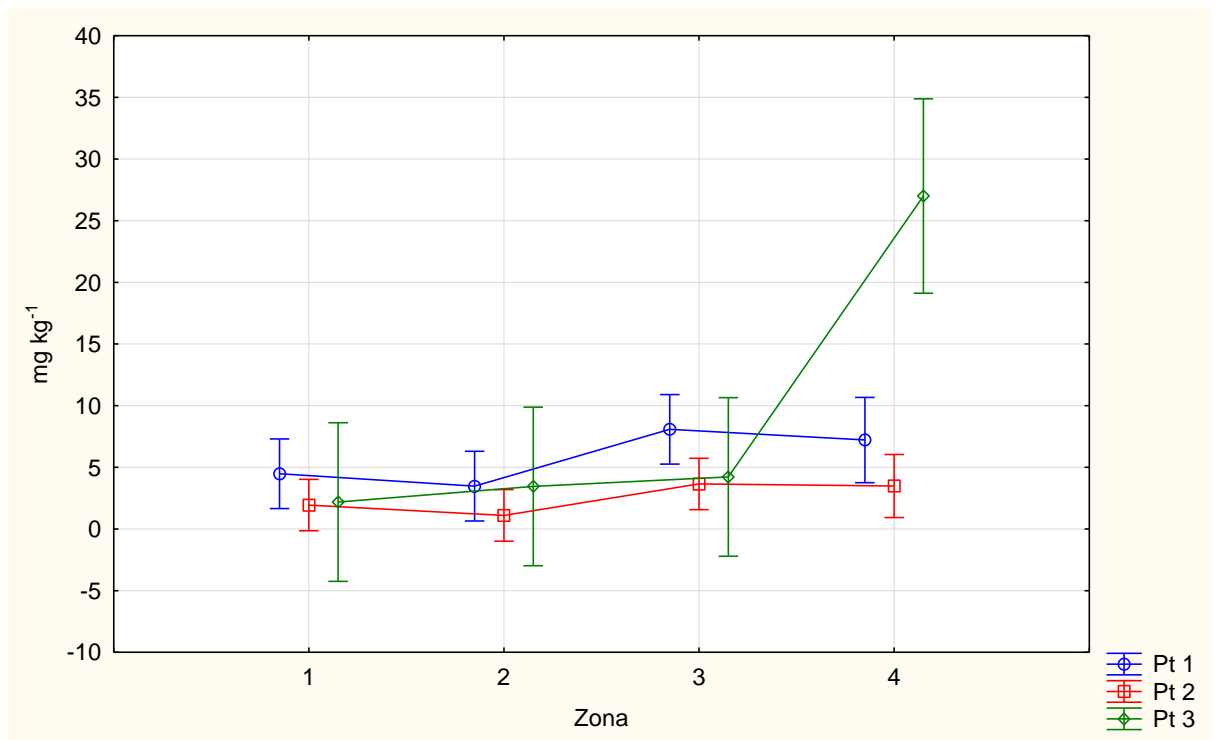
1. extrakt s aniontovou membránou (stanovení P),
2. extrakt s NaHCO_3 , (NaHCO_3 -extrakce P),
3. extrakt s NaOH (OH-extrakce P),
4. extrakt s HCl (HCl-extrakce P).

Významný rozdíl obsahu fosforu mezi frakcemi byl zjištěn v 4. frakci (HCl-extrakce P) (Graf č. 9). Průměrný obsah fosforu v 4. frakci 370 mg kg^{-1} , avšak v ostatních frakcích průměrný obsah fosforu silně odlišuje: v první frakci je 9 mg kg^{-1} , ve druhé 2 mg kg^{-1} , ve třetí 4 mg kg^{-1} . Nejvyšší obsah 4. frakce byl zjištěn v 2. zóně, nejmenší v 4. zóně.



Graf 9. Obsah P v 4. frakci v jednotlivých chronozónách (průměrné hodnoty v mg kg^{-1} a 95% odchylka od průměru)

Ve všech třech ostatních frakcích mezi 1. až 3. zónou nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl, avšak ve 4. zóně třetí frakce byl zjištěn nejvyšší obsah fosforu (Graf č. 10).



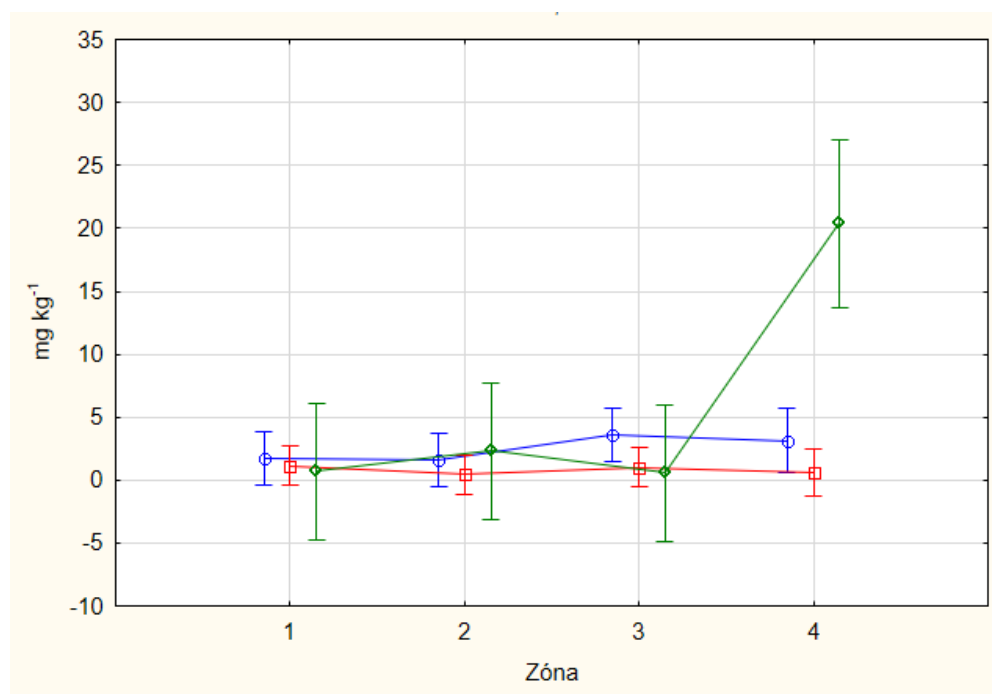
Graf 10, Obsah P v 1,2,3. frakcích v jednotlivých chronozónách (průměrné hodnoty v mg kg⁻¹ a 95% odchylka od průměru)

6.4 Formy organického P

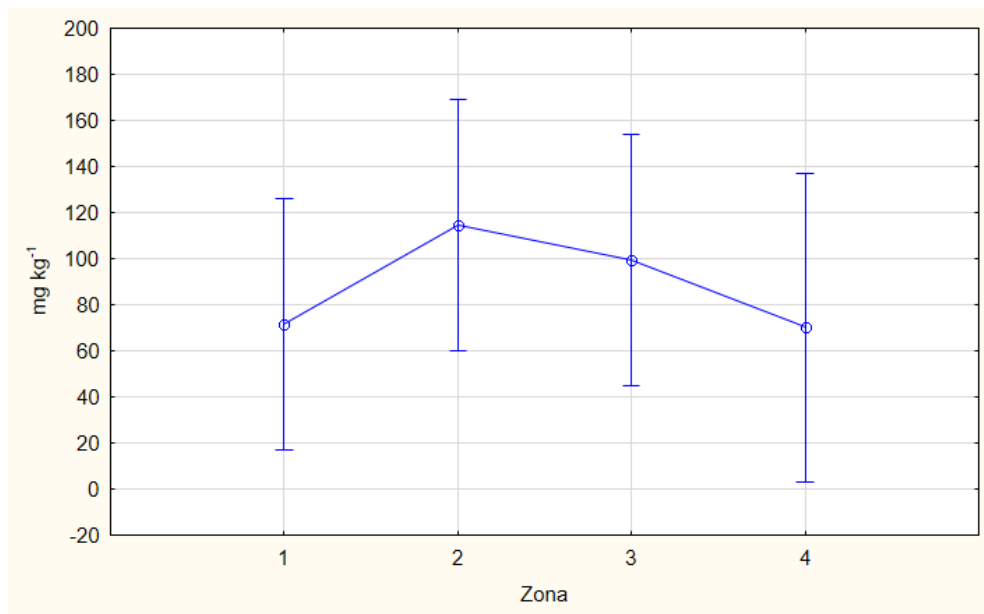
Významný rozdíl obsahu organického fosforu mezi frakcemi byl zjištěn v 4. frakci (HCl-extrakce P) (Graf č. 12). Průměrný fosforu v 4. frakci $90,7 \text{ mg kg}^{-1}$, avšak v ostatních frakcích průměrný obsah organického fosforu silně odlišuje: v první frakci je $2,5 \text{ mg kg}^{-1}$, ve druhé $0,8 \text{ mg kg}^{-1}$, ve třetí $4,7 \text{ mg kg}^{-1}$. Nejvyšší obsah 4. frakce byl zjištěn v 2. zóně, nejmenší v 4. zóně.

Ve všech prvních třech frakcích mezi 1. až 3. zónou nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl, avšak ve 4. zóně třetí frakce byl zjištěn nejvyšší obsah fosforu (Graf č. 11).

Mezi 1. až 4. zónami nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl v obsahů organického fosforu v 4. frakci (Graf č. 12).



Graf 11, Obsah P_o v 1,2,3. frakcích v jednotlivých chronozónách (průměrné hodnoty v mg kg^{-1} a 95% odchylka od průměru), kde modrá barva-1.frakce, červená. barva-2. frakce, zelená barva-3. frakce.



Graf 12. Obsah P_o v 4. frakci v jednotlivých chronozónách (průměrné hodnoty v mg kg⁻¹ a 95% odchylka od průměru)

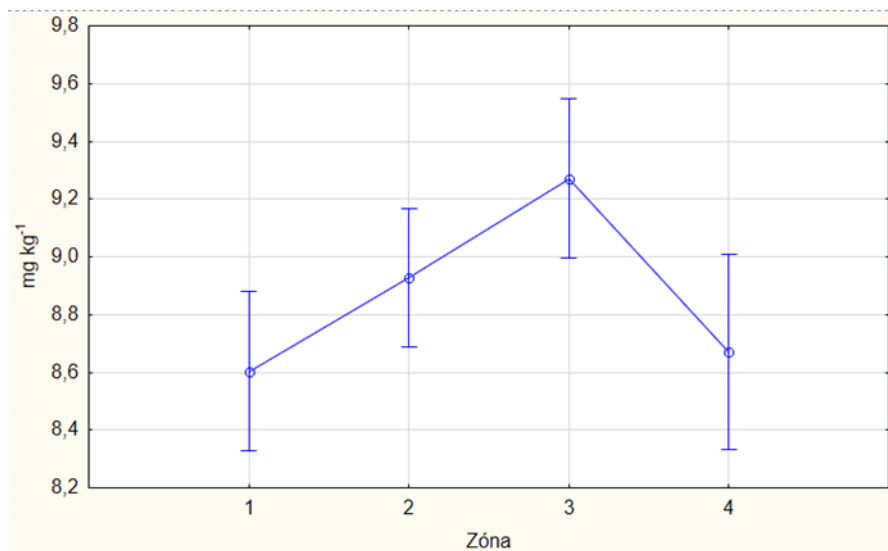
7 Diskuse

Cílem této diplomové práce bylo:

- analyzovat a porovnat vzorky půdy z předpolí ledovce Nordenskiöldbreen, který se nachází na Svalbardu;
- zjistit, jestli existuje určitá korelace mezi stářím půdy a vývojem forem fosforu v ní;
- popsat vývoj forem fosforu a další půdní vlastnosti;
- stanovit množství forem P v půdách po ústupu ledovce Nordenskiöldbreen.

Rozvoj arktického systému nejvíce limitují fosfor a dusík. (Vitousek a kol., 2010) Větší dostupnost fosforu zvyšuje počet druhů rostlin a hojnost vegetace tundry. Fosfor se v půdě vyskytuje v několika různých formách, ne každá forma P je dostupná pro organismy. Proto je důležité sledovat formy výskytu P v půdě, porovnávat jejich obsahy a rozumět změnám probíhajícím v arktických půdách v souvislosti s měnícím se věkem půdy. (Cassagne a kol. 2000)

Důležitým faktorem ovlivňujícím dostupnost P je půdní pH. Fosfor je podle Stevenson a Fitche (1986) v závislosti na pH vázán na různé typy sloučenin. V půdě s pH blízkému k neutrálním hodnotám je nejvíce dostupného P. (Sharpley 1995) V případě zájmové půdní chronosekvence se jedná o půdy zásadité, hodnota pH se pohybuje v rozmezí od 8,53 (1. zóna stáří) a 9,39 – 3. zóna. (V. Tejnecký, P. Luláková, nepublikovaná data) V našem případě hodnoty pH ovlivnuje výsledky dostupného P (viz. obr.19).



Obrázek 19, pH v půdě. Zdroj: V. Tejnecký, P. Luláková, nepublikovaná data.

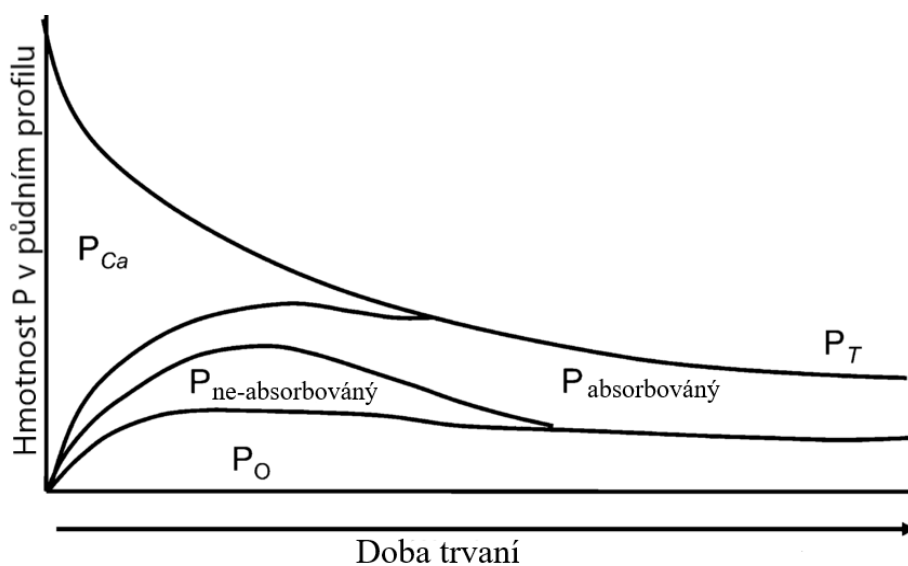
Množství fosforečnanů ovlivňují také sorpčně-desorpční faktory: pufrční kapacita, saturační kapacita a potenciální množství desorbovatelného P. Mezi hlavní sloučeniny, které se podílejí na sorpci P, patří oxidy Al, Fe, Mn. (Brady a Weil, 2002)

Přítomnost specifických forem Al, Fe, Mn velkou měrou ovlivňuje, kolik P se v půdě zadržuje, jedná se především o oxidy a oxohydroxidy. Fosfor se v půdě často vyskytuje ve formě fosforečnanů adsorbovaných na sloučeniny Fe a Al, především pak oxidy a hydroxidy, díky jejich vysokému specifickému povrchu a kladnému náboji v kyselém prostředí, typickému pro půdní roztoky. (Pitter 1999; Sparks 2003)

V této diplomové práci byly stanoveny rovněž pseudototální obsahy P, Al, Fe, Mn, Ca pomocí extrakce lučavkou královskou. Pseudototální obsah prvků ukazuje obsah potenciálně dostupných forem, např. pro arktickou vegetaci. Mezi 1. až 3. chronozónou nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl v obsahů pseudototálního Al (Al_{LK}), Fe (Fe_{LK}) a Mn (Mn_{LK}).

Zajímavé je, že obsah pseudototálního vápníku je odlišný od obsahu ostatních výše popsaných prvků. Množství Ca je mnohem vyšší v poslední chronozóně. Jelikož se jedná o půdy zásadité, podle Stevenson a Fitch (1986), P se v těchto půdách vyskytuje hlavně ve formě $Ca_3(PO_4)_2$, což může vysvětlit obrovské množství Ca oproti ostatním prvkům. Určitý vliv na velký obsah vápníku má i arktická vegetace. Nejvíce Ca bylo nalezeno ve 4. chronozóně, kde je zastoupení jednotlivých keřů mnohem vyšší, než v ostatních zónách (viz. graf 5).

Co se týče pseudototálního obsahu fosforu, bylo zjištěno, že jeho množství výrazně klesá s věkem půdy. Změny P se stářím půdy ve své práci popisují Walker a Syers (1976). Podle jejich modelů (viz. obr. 20) je nejvíce P již v počátečních stádiích pedogeneze, což může být spojeno se zvětráváním primárního minerálního fosfátu. Tento model byl testován v mnoha půdních chronosekvencích, ale v případě vysoké Arktidy je potřeba počítat se specifickými podmínkami prostředí, především nízkou teplotou a nižší aktivitou bioty.



Obrázek 20, model Walker a Syers. Zdroj: Walker a Syers (1976).

Rovněž v této práci byla provedena frakcionace fosforu na základě publikace Tiessena a Moira (1993) pomocí různých extrakčních činidel, kdy se extrahují části celkového P s postupně klesající reaktivností. Extrakce fosforu byla rozdělena do čtyř frakcí: extrakt s aniontovou membránou (stanovení P), extrakt s NaHCO_3 , extrakt s NaOH (OH-extrakceP), extrakt s HCl (HCl-extrakceP).

Zdá se, že HCl metoda funguje na většině půd dostatečně a je uvedena níže jako součást rozsáhlé půdní frakce. (Tiessen a Moir, 1993) Výsledky stanovení obsahu P v půdách jsou velmi výrazně ovlivněny použitým extrakčním činidlem. Obsah P v 1., 2., 3. frakcích v jednotlivých chronozónách se téměř neliší. Nejvíce fosforu bylo uvolněno při frakcionaci HCl-P a byl zjištěn výrazný rozdíl obsahu P v jednotlivých chronozónách. P získaný extrakcí HCl je vázaný v apatitech a na převážně vápenatých uhličitanech. (Kopáček a kol. 2007) Arktické půdy, stejně jako alpské, ještě nejsou tolik zvětralé jako lesní půdy a patrně obsahují více této minerální fáze.

Nejvyšší množství fosforu při frakcionaci HCl-P bylo zjištěno ve 2. zóně, nejnižší ve 4. zóně. Lze to vysvětlit tím, že ve starších půdách většina fosforečných minerálů může být zvětrána a přeměněna na jiné minerály. (Šimek, 2003)

V rámci této práce byla rovněž provedena extrakce kyselým oxalátem a citrátem, což umožňuje posoudit distribuci vybraných prvků v půdách. Podíl amorfních forem a organických komplexů (Al_{ox} , Fe_{ox} , Mn_{ox}) byl stanoven oxalátem amonným, (Al_{cit} , Fe_{cit} , Mn_{cit}) byl stanoven pomocí extrakce citronanem-dithioničnanem. Oxalátová a citrátová metody jsou schopné vystihnout náchylnost P na odnos z půd s různým obsahem těchto hlavních vazebných kovů. Oxalátová metoda byla často používána pro výpočet stupně saturace půdy fosforem. (McDowell et Sharpley 2001, Davis et al. 2005)

Obsah oxalátu hliníku je ve všech čtyřech zónách výrazně vyšší, než obsah hliníku citrátového, ale obě hodnoty ukazují nejvyšší obsah prvků v nejstarší zóně. Obsah citrátu železa je ve všech čtyřech zónách menší, než obsah oxalátu železa. Mezi 1. až 4. zónou nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl ani v obsahu Fe_{ox} , ani v obsahu Fe_{cit} . Nejvyšší obsah Mn_{ox} byl zjištěn ve 4. zóně, nejmenší ve 3. zóně. Mezi 1. až 4. zónami nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl v obsahu manganu oxalátového. Obecně, obsah jak krystalických, tak amorfních forem železa byl vyšší, než obsah těchto forem ostatních zkoumaných prvků. Převaha Fe forem v půdních vzorcích naznačuje, že lze očekávat, že dynamika Fe bude mít větší účinek než Al a Mn na P vazbě a mobilitě.

8 Závěr

V této práci bylo stanoveno množství forem P a další půdní vlastnosti v půdách po ústupu ledovce Nordenskiöldbreen (Svalbard). Byla provedena frakcionace fosforu za použití postupné extrakci vzorku do čtyř frakcí.

Byly stanoveny amorfní a krystalické formy Fe, Al, a Mn a pseudototální formy vybraných prvků (P, Fe, Mn, Ca, Al) pomocí extrakce lučavkou královskou. Ukázalo se, že obsah oxalátových forem Al a Fe vyšší, než obsah citrátových forem. V případě Mn situace byla odlišná.

Také bylo zjištěno, že obsah železa, hliníku a manganu se stářím půdy narůstá, naopak obsah fosforu v půdě klesá. Nejvyšší obsah fosforu byl naměřen v půdě staré 25-44 let, nejnižší obsah fosforu byl naměřen v půdě staré více než 107 let.

V prvních třech frakcích byl obsah fosforu téměř stejný, protože všechny vzorky z ledovce Nordenskiöldbreen velmi podobné, avšak nejvyšší obsah byl ve 4. frakci, a to je extrakce s HCl.

Vyslovena hypotéza byla potvrzena, půdní vlastnosti po ústupu ledovce Nordenskiöldbreen se mění se stářím půdy. Ukázalo se, že množství přístupného P klesá se stářím půdy, stejně jako i pseudototální obsah ostatních prvků.

Hypotéza, že množství krystalických forem Fe s věkem půdy narůstá, potvrzena nebyla.

9 Seznam literatury

- Achat DL, Pousse N, Nicolas M, Brédoire F, Augusto L. 2016. Soil properties controlling inorganic phosphorus availability: general results from a national forest network and a global compilation of the literature. *Biogeochemistry* **127**:255–272.
- Bernasconi SM. 2008. Weathering, soil formation and initial ecosystem evolution on a glacier forefield: a case study from the Damma Glacier, Switzerland. *Mineralogical Magazine* **72**:19–22.
- Bonatotzky T, Ottner F, Erlendsson E, Gísladóttir G. 2019. The weathering of volcanic tephra and how they impact histosol development. An example from South East Iceland. *Catena* **172**:634–646. Elsevier.
- Borchhardt N, Baum C, Thiem D, Köpcke T, Karsten U, Leinweber P, Hrynkiewicz K. 2019. Soil microbial phosphorus turnover and identity of algae and fungi in biological soil crusts along a transect in a glacier foreland. *European Journal of Soil Biology* **91**:9–17. Elsevier.
- Brady N. C. et Weil R. R. 2002. *The Nature and Properties of Soils*, thirteenth edition. Pearson Education Ltd. New Jersey, 960 pp.
- Brandštýl J. 2013. Stanovení fosforečanů ve vzorcích půdy fotometrickou metodou. [MSc. Thesis]. Západočeská univerzita v Plzni.
- Bünemann EK. 2015. Assessment of gross and net mineralization rates of soil organic phosphorus - A review. *Soil Biology and Biochemistry* **89**:82–98. Elsevier Ltd.
- Cassagne, N., Remaury, M., Gauquelin, T., Fabre, A. 2000. Forms and profile distribution of soil phosphorus in alpine inceptisols and spodosols (Pyrenees, France). *Geoderma* **95**, 161-172.
- Chu H, Grogan P. 2010. Soil microbial biomass, nutrient availability and nitrogen mineralization potential among vegetation-types in a low arctic tundra landscape. *Plant and Soil* **329**:411–420.
- Cools N, De Vos B, 2016: Part X: Sampling and Analysis of Soil. In: UNECE ICP Forests Programme Co-ordinating Centre (ed.): *Manual on methods and criteria for harmonized sampling, assessment, monitoring and analysis of the effects of air pollution on forests*. Thünen Institute of Forest Ecosystems, Eberswalde, Germany, 115 s. ISBN: 978-3-86576-162-0.
- Courchesne F., Turmel, M. C. 2008. Extractable Al, Fe, Mn and Si. – In: Carter, M. R., Gregorich, E. G. (eds.): *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2nd ed. Canadian Society of Soil Science, CRC Press. 307–315.
- Davis R. L., Zhang H., Schroder J. L., Wang J. J., Payton M. E. et Zazulak A. 2005. Soil characteristics and Phosphorus Level Effect on Phosphorus Loss in Runoff. *J. Environ. Qual.* **34**: 1640-1650.
- Dümig A, Häusler W, Steffens M, Kögel-Knabner I. 2012. Clay fractions from a soil chronosequence after glacier retreat reveal the initial evolution of organo-mineral associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **85**:1–18.
- Edwards KA, Jefferies RL. 2013. Inter-annual and seasonal dynamics of soil microbial biomass and nutrients in wet and dry low-Arctic sedge meadows. *Soil Biology and Biochemistry* **57**:83–90. Elsevier Ltd.
- Emunds, D. 2009. Spitsbergen. Bradt, Chalfont St Peter, 246 s
- Estuaries S, River PA. 2017. Leisure Time Physical Activity and Health-Related Quality of Life : Cross-Sectional and Longitudinal Associations Author (s) : G . C . W . Wendel-Vos , A . J . Schuit , M . A . R . Tijhuis and D . Kromhout **13**:667–677.
- Farnsworth WR, Ingólfsson Ó, Retelle M, Schomacker A. 2016. Over 400 previously undocumented Svalbard surge-type glaciers identified. *Geomorphology* **264**:52–60.

- Elsevier B.V.
- Ferry Slik JW, Kim H, Adams JM, Kerfahi D, Tripathi BM, Go R, Dong K, Kim M. 2018. From the High Arctic to the Equator: Do Soil Metagenomes Differ According to Our Expectations? *Microbial Ecology* **77**:168–185. *Microbial Ecology*.
- Fjeldskaar W, Bondevik S, Amantov A. 2018. Glaciers on Svalbard survived the Holocene thermal optimum. *Quaternary Science Reviews* **199**:18–29. Elsevier Ltd.
- Giesler R, Esberg C, Lagerström A, Graae BJ. 2012. Phosphorus availability and microbial respiration across different tundra vegetation types. *Biogeochemistry* **108**:429–445.
- Gleboznawstwa Z, Nauk I, Marii U, SkÅ, odowskiej C. 2006. Formation of Arctic soils in Chamberlindalen, Bellsund, Spitsbergen. *Polish Polar Research* **27**:119–132.
- Gough L, Shaver GR, Carroll J, Royer DL, Laundre JA. 2000. Vascular plant species richness in Alaskan arctic tundra: The importance of soil pH. *Journal of Ecology* **88**:54–66.
- Hartemink AE, Bockheim JG. 2013. Soil genesis and classification. *Catena* **104**:251–256.
- Herndon EM, Yang Z, Bargar J, Janot N, Regier TZ, Graham DE, Wulfschleger SD, Gu B, Liang L. 2015. Geochemical drivers of organic matter decomposition in arctic tundra soils. *Biogeochemistry* **126**:397–414. Springer International Publishing.
- Hjelle, A. 1993. *Geology of Svalbard*, Norsk Polarinstitut Oslo.
- Hodkinson ID, Coulson SJ, Webb NR, Hodkinson IAND, Coulson SJ, Webb NR. 2014. Invertebrate assembly along proglacial community in the high Arctic chronosequences **73**:556–568.
- Homolák M, Kriaková E, Pichler V, Gömöryová E, Bebej J. 2017. Isolating the soil type effect on the organic carbon content in a Rendzic Leptosol and an Andosol on a limestone plateau with andesite protrusions. *Geoderma* **302**:1–5. Elsevier.
- Hryniewicz K, Baum C, Leinweber P. 2009. Mycorrhizal community structure, microbial biomass P and phosphatase activities under *Salix polaris* as influenced by nutrient availability. *European Journal of Soil Biology* **45**:168–175. Elsevier Masson SAS.
- Huggert R. 1998. Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review. *Catena* **32**:155–172.
- Iversen CM, Sloan VL, Sullivan PF, Euskirchen ES, McGuire AD, Norby RJ, Walker AP, Warren JM, Wulfschleger SD. 2015. The unseen iceberg: Plant roots in arctic tundra. *New Phytologist* **205**:34–58.
- Johnson AH, Frizano J, Vann DR. 2003. Biogeochemical implications of labile phosphorus in forest soils determined by the Hedley fractionation procedure. *Oecologia* **135**:487–499.
- Klimowicz Z, Uziak S. 1996. Arctic soil properties associated with micro-relief forms in the Bellsund region (spitsbergen). *Catena* **28**:135–149.
- Kneafsey T, White RA, Elberling B, Bang-Andreasen T, Taş N, Øvreås L, Jansson JK, Müller O. 2018. Disentangling the complexity of permafrost soil by using high resolution profiling of microbial community composition, key functions and respiration rates. *Environmental Microbiology* **20**:4328–4342.
- Kumar M, Männistö MK, van Elsas JD, Nissinen RM. 2016. Plants impact structure and function of bacterial communities in Arctic soils. *Plant and Soil* **399**:319–332.
- Kopáček, J., Marešová, M., Hejzlar, J., Norton, S. A. 2007: Natural inactivation of phosphorus by aluminum in preindustrial lake sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **52**(3), 1147–1155.
- Lei Y, Korpelainen H, Li C, Qin W, Jiang Y. 2018. Revealing microbial processes and nutrient limitation in soil through coenzymatic stoichiometry and glomalin-related soil proteins in a retreating glacier forefield. *Geoderma* **338**:313–324. Elsevier.
- Männistö MK, Kurhela E, Tirola M, Häggblom MM. 2013. Acidobacteria dominate the

- active bacterial communities of Arctic tundra with widely divergent winter-time snow accumulation and soil temperatures. *FEMS Microbiology Ecology* **84**:47–59.
- Matsuo K, Heki K. 2013. Current ice loss in small glacier systems of the arctic islands (iceland, svalbard, and the russian high arctic) from satellite gravimetry. Page Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences.
- McDowell R. W. et Sharpley A. N. 2001. Soil phosphorus fractions in solution: influence of fertiliser and manure, filtration and method of determination. *Chemosphere* **45**: 737-748.
- McKeague, J. A. – Day, J. H. 1966. Dithionite and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating variol classes of soil. *Soil Science*, **45**, 13–22
- Naik D, Smith E, Cumming JR. 2009. Rhizosphere carbon deposition, oxidative stress and nutritional changes in two poplar species exposed to aluminum. *Tree Physiology* **29**:423–436.
- Neufeld JD, Mohn WW. 2005. Unexpectedly high bacterial diversity in arctic tundra relative to boreal forest soils, revealed by serial analysis of ribosomal sequence tags. *Applied and Environmental Microbiology* **71**:5710–5718.
- Nikitina M, Popova L, Korobitcina J, Efremova O, Trofimova A, Nakvasina E, Volkov A. 2015. Environmental status of the arctic soils. *Journal of Elementology* **20**:643–651.
- Paper C, Polick P, Bohemia S, Prague LS, Bohemia S, Bohemia S. 2016. Initial soil development in front of the Nordenskiöld glacier : Physico-chemical and microbial trends in soil characteristics along deglaciaded forelands with different bedrock:5–7.
- Ping CL. 2013. Gelisols: Part I. Cryogenesis and State Factors of Formation. *Soil Horizons* **54**:0.
- Pitter P. 1999. *Hydrochemie*. Vydavatelství VŠCHT, Praha, 568pp.
- Prášková L, Němec P. 2016. Bazální monitoring zemědělských půd. Půdní reakce a obsah živin. Brno.
- Prietz J, Dümig A, Wu Y, Zhou J, Klysubun W. 2013. Synchrotron-based P K-edge XANES spectroscopy reveals rapid changes of phosphorus speciation in the topsoil of two glacier foreland chronosequences. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **108**:154–171.
- Rachlewicz G., Rymer K., Sommer M. 2016. Arctic soil development on a series of marine 40 terraces on central Spitsbergen, Svalbard: a combined geochronology, fieldwork and modelling approach. *Soil*. 2016. 221–240.
- Raclavská H, Kuchařová J, Plachá D. 2008. Přehled metod a identifikace látek sledovaných podle Protokolu o registrech úniků a přenosů znečišťujících látek v únicích do půd.
- Schachtman DP, Reid RJ, Ayling SM, S DBDP, A SSSM. 1998. Update on Phosphorus Uptake Phosphorus Uptake by Plants: From Soil to Cell. *Plant Physiology* **116**:447–453.
- Schaller J, Faucherre S, Joss H, Obst M, Goeckede M, Planer-Friedrich B, Peiffer S, Gilfedder B, Elberling B. 2019. Silicon increases the phosphorus availability of Arctic soils. *Scientific Reports* **9**:1–11.
- Schmid GL. 2013. Soil Chronosequences. *Treatise on Geomorphology* **4**:277–283.
- Schulz S, Brankatschk R, Dümig A, Kögel-Knabner I, Schlöter M, Zeyer J. 2013. The role of microorganisms at different stages of ecosystem development for soil formation. *Biogeosciences* **10**:3983–3996.
- Sharpley A. N., Hedley M. J., Sibbesen E., Hillbricht-Ilkowska A., House W. A. et Ryzkowski L. 1995. Phosphorus Transfers From Terrestrial To Aquatic Ecosystems. In: Tiessen H. (ed.) *Phosphorus in the Global Environment*, SCOPE 54. John Wiley & Sons Ltd.

- Sobota I, Dziembowski M, Greń K, Nowak M, Weckwerth P, Grajewski T. 2017. Short-term changes in thickness and temperature of the active layer in summer in the Kaffiøyra region, NW Spitsbergen, Svalbard. *Catena* **160**:141–153.
- Stevenson F.J. 1986. Cycles of Soil Carbon, Nitrogen, Phosphorus, Sulfur, Micronutrients. A Wiley-Interscience Publication, 380pp.
- ŠIMEK, M. Základy nauky o půdě. Vyd. 1. České Budějovice: Jihočeská univerzita. 2003. 151 s. ISBN 80-7040-630-5.
- Teltewskoi A, Fiencke C, Beermann F, Kutzbach L, Pfeiffer E-M. 2014. Stoichiometric analysis of nutrient availability (N, P, K) within soils of polygonal tundra. *Biogeochemistry* **122**:211–227.
- Tiessen H, Moir JO. 1993. Characterization of available P by sequential extraction. In: Carter MR, editor. Soil sampling and Methods of Analysis. Ann Arbor, Michigan: Lewis Publishers. pp. 75-86.
- Tuza J. 2017. Mobilita a biopřístupnost fosforu v závislosti na kyselosti půdy. Mendelova univerzita v Brně.
- Van der Meij WM, de Kleijn CMFJJ, Zwoliński Z, Temme AJAM, Rachlewicz G, Reimann T, Sommer M, Rymer K, Heuvelink GBM. 2016. Arctic soil development on a series of marine terraces on central Spitsbergen, Svalbard: a combined geochronology, fieldwork and modelling approach. *Soil* **2**:221–240.
- Vance CP, Uhde-Stone C, Allan DL. 2003. Phosphorus acquisition and use: Critical adaptations by plants for securing a nonrenewable resource. *New Phytologist* **157**:423–447.
- Vitousek, PM., Porfer, S., Houlton, BZ., Chadwick, OA. 2010. Terrestrial phosphorus limitation: mechanisms, implications, and nitrogen-phosphorus interactions. *Ecol Appl.* **20**(1):5-15
- Umbreit, A. 2009. Spitzbergen mit Franz-Joseph-Land und Jan Mayen. Stein, Welwer, 517 s
- Walker T.W., J.K. Kyers 1975. The Fate of Phosphorus During Pedogenesis. *New Zealand. Geoderma*, **15**. 1976. 1-19.
- Wells EC, Terry RE, Parnell JJ, Hardin PJ, Jackson MW, Houston SD. 2000. Chemical analyses of ancient anthrosols in residential areas at Piedras Negras, Guatemala. *Journal of Archaeological Science* **27**:449–462.
- Wuenscher R, Unterfrauner H, Peticzka R, Zehetner F. 2015. A comparison of 14 soil phosphorus extraction methods applied to 50 agricultural soils from Central Europe. *Plant, Soil and Environment* **61**:86–96.
- Zhou J, Wu Y, Prietzel J, Bing H, Yu D, Sun S, Luo J, Sun H. 2013. Changes of soil phosphorus speciation along a 120-year soil chronosequence in the Hailuoguo Glacier retreat area (Gongga Mountain, SW China). *Geoderma* **195–196**:251–259. Elsevier B.V.

ELEKTRONICKÉ ZDROJE

- Poloha Svalbardu na severozápadě Euroasijské kontinentální desky, Zdroj: Europlanet. 2010. Svalbard -A terrestrial cold climate, <http://europlanet.dlr.de/>.*
- Official Statistics of Norway. 2005. Svalbard Statistics .2005. Zdroj:<http://www.ssb.no/>.*
- Balasubramanian A. 2017. Physiographic Divisions of India By Prof. A . Balasubramanian Centre for Advanced Studies in Earth Sciences , University of Mysore , Mysore-6:1–13. Zdroj: <https://www.slideshare.net/bala1957/physiographic-divisions-of-india>*

10 Seznam použitých zkratek a symbolů

Al – hliník;

Al_{ox} – hliník stanovený ve šřavelanovém (oxalátovém) výluhu;

Al_{cit} – hliník stanovený pomocí extrakce citronanem-dithioničnanem;

C – uhlík;

Ca-vapník;

CH₄–methan;

CO₂–oxid uhličitý;

Fe – železo;

Fe_{ox} – železo stanovený ve šřavelanovém (oxalátovém) výluhu;

Fe_{cit}– železo stanovený pomocí extrakce citronanem-dithioničnanem;

Lk- lučavka královská;

Mn – mangan;

Mn_{ox} –mangan stanovený ve šřavelanovém (oxalátovém) výluhu;

Mn_{cit} – mangan stanovený pomocí extrakce citronanem-dithioničnanem;

P – fosfor;

P₁ – anorganický fosfor;

P_o – organický fosfor

