

**UNIVERZITA KARLOVA**  
**Přírodovědecká fakulta**  
Katedra fyzické geografie a geoekologie



**MORFOLOGIE PING JAKO VÝSLEDNICE POLOHOVÝCH A  
ENVIRONMENTÁLNÍCH CHARAKTERISTIK**

**PINGO MORPHOLOGY AS A RESULT OF SITE AND ENVIRONMENTAL  
CHARACTERISTICS**

*Bakalářská práce*

Evgeniia Kuznetsova

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Marek Křížek, Ph. D.

Praha 2021

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

V Praze, 5.5.2021

Evgeniia Kuznetsova

## **Poděkování**

Děkuji svému vedoucímu RNDr. Marku Křížkovi Ph.D. za množství poskytnutých odborných rad a kritických připomínek, stejně jako za zajímavé a příjemné konzultace. Velmi si cením jeho osobního přístupu ke studentům, jeho trpělivosti a času, který mi věnoval při tvorbě mé bakalářské práce. Dále patří můj dík Bc. Jaroslavu Dufkovi za cenné konzultace a přínosné poznámky k celkové kompozici práce. Poděkování patří také všem kolegům a kamarádům, kteří mě při zpracovávání bakalářské práce i po celou dobu studia podporovali a pomáhali mi. Díky nim bylo studium na univerzitě jednou z nejlepších etap v mém životě. V neposlední řadě děkuji své rodině za dálkovou podporu, důvěru a za to, že mi umožnili realizovat můj sen studovat na této zahraniční univerzitě.

# Zadání bakalářské práce

Evgenia Kuznetsova

## Téma práce

Morfologie ping jako výslednice polohových a environmentálních charakteristik

## Cíle práce

Cílem bakalářské práce je na základě literatury definovat výskyt a vývoj ping a určit rozhodné environmentální charakteristiky, které vedou k jejich vzniku a stanovit, zda a jak se odrážejí v morfologii ping.

## Použité metody, zájmové území, datové zdroje

Použité metody: rešerše odborné literatury.

1. krok - na základě literatury definovat pingo a charakterizovat jeho morfologii (tvar), stavbu (jak vypadá uvnitř) a vývojové fáze (od vzniku až po jeho degradaci).
2. krok - na základě literatury charakterizovat výskyt současných ping a výskyt reliktních/fosilních ping.
3. krok - na základě literatury charakterizovat environmentální podmínky, ve kterých pinga vznikají, limitní podmínky (geomorfologické /typ reliéfu, přítomnost, hloubka a mocnost permafrostu/, geologické /typ horniny, sedimentu/, klimatické, hydrogeologické /nasycení hornin/, hydrologické /vzdálenost od vodního toku či plochy/, vegetační /role vegetace a půdy jako tepelného izolátoru/), za nichž existují.
4. krok - klasifikovat pinga podle tvaru a stanovit, zda existuje vazba mezi tvarem a rozměrem pinga a polohou (zonace - šířková stupňovitost, relativní poloha - aridita, pozice k vodnímu tělesu) a mezi tvarem a rozměrem a environmentálními charakteristikami, resp. charakterizovat, co ovlivňuje morfologii ping.
5. krok – finalizace tvůrčí rešerše, stanovení obecných závěrů.

Datové zdroje: informační zdroje - odborné tématické knihy, oborové encyklopedie, učebnice, články.

Datum zadání:

Evgenia Kuznetsova

RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

## **Abstrakt**

Tato bakalářská práce se zabývá studiem ping. V rešeršní části jsou shrnuty morfologické charakteristiky těchto tvarů, mechanismy jejich vzniku a jejich vývojové fáze. Cílem práce je popsat rozložení recentních ping na zemském povrchu, charakterizovat limitní přírodní podmínky výskytu ping a stanovit, zda jsou vázány na jejich morfologii, případně do jaké míry. Výsledky se opírají o tabulku obsahující jednotlivé enviromentální charakteristiky, jež byla vytvořena na základě literární rešerše. Výsledky byly dále porovnávány se závěry dřívějších studií. Pinga jsou předmětem zájmu kvůli tomu, že jde o indikátory přítomnosti permafrostu a specifických hydrologických procesů, a díky tomu umožňují vyvozovat závěry o environmentálních podmínkách v dobách minulých i v současnosti.

**Klíčová slova:** pingo, permafrost, periglaciální prostředí, termokras

## **Abstract**

This bachelor thesis deals with the study of pingos. The research part summarizes the morphological features of these landforms, the mechanisms of their origin and their developmental stages. The aim of this work is to describe the distribution of recent pingos on the Earth's surface, to characterize the limit natural conditions of ping occurrence and to determine whether they are related to their morphology, prospectively to what extent. The results are based on a table containing individual environmental characteristics, which was created on the basis of a literature search. The results were further compared with the conclusions of previous studies. Pingos are of interest because they are indicators of the presence of permafrost and specific hydrological processes, and thus allow conclusions to be drawn about environmental conditions in the past and present.

**Keywords:** pingo, permafrost, periglacial environment, termokarst

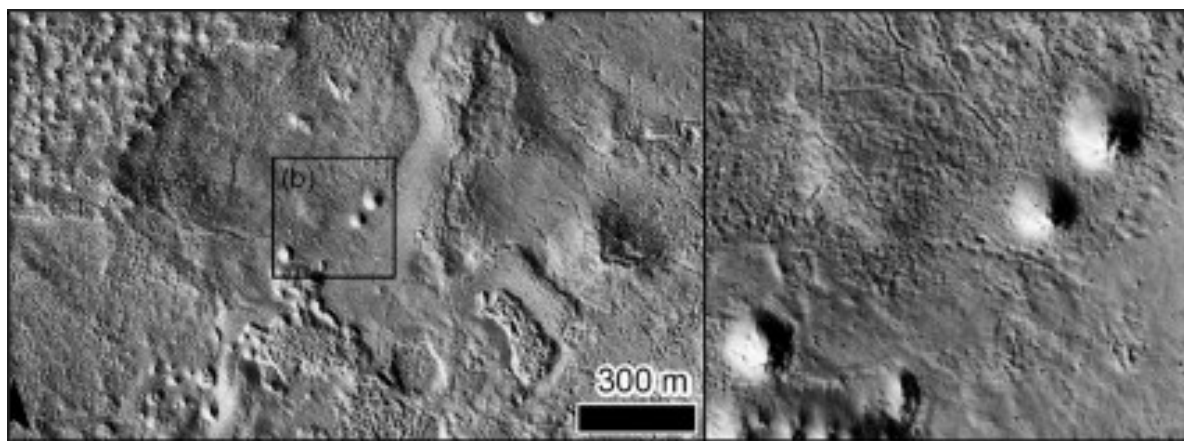
# Obsah

1. Úvod .....	7
2. Charakteristiky ping .....	10
2.1 Permafrost .....	10
2.2 Definice pinga .....	13
2.3 Vznik, typy a vývoj ping .....	14
2.3.1 Pinga s uzavřeným systémem .....	16
2.3.2 Pinga s otevřeným systémem .....	19
2.3.3 Morfologie ping a jejich vývojová stadia .....	21
3. Metodika .....	27
4. Výsledky.....	33
4.1 Poloha recentních ping .....	33
4.2 Klimatické podmínky a charakteristika permafrostu v okolí ping.....	37
4.3 Morfologie a vývojová stadia ping.....	40
4.4 Sedimentologická charakteristika.....	42
4.5 Hydrodynamické podmínky .....	43
4.6 Vegetační podmínky .....	45
5. Vztahy mezi morfologií ping a environmentálními charakteristikami.....	47
6. Diskuse .....	52
7. Závěr.....	54
Seznám použitých zdrojů.....	56
Seznam obrázků.....	62
Seznam tabulek.....	63
Seznam příloh.....	64

# 1. Úvod

Pinga jsou tvary charakteristické pro oblasti se souvislým či nesouvislým permafrostem. Zároveň jsou nápadnými tvary reliéfu, jak z hlediska jejich morfologie, tak jejich vlastností. Přítomnost ping v určité oblasti v současnosti naznačuje existenci taliků a činné vrstvy a poukazuje na někdejší nebo současnou přítomnost pramenů a proudění podzemních vod v krajinně ovlivněné přítomností permafrostu (French, 2007). Pinga jsou dobrými indikátory klimatických charakteristik a permafrostu, proto se mohou použít při paleoklimatické rekonstrukci (Wetterich et al., 2018). Vývoj ping svědčí o existenci mnoha specifických faktorů a procesů, které umožňují pochopit současné změny krajiny či klimatu. Na jejich základě lze identifikovat proběhlé změny krajiny a rovněž umožňují predikovat, jak se budou vyvíjet pinga, stejně jako celé prostředí vázané na permafrost. Poznatky o prostorovém rozložení, morfometrii a dalších charakteristikách těchto forem reliéfu umožňují vyvozovat závěry o geologických, geomorfologických, či hydrologických podmínkách v minulých dobách i v současnosti (Worsley et Gurney, 1996). Pinga a jejich reliktní formy se vyskytují v periglaciálních a paleo-periglaciálních prostředích nejen na Zemi, ale také na celé řadě míst na Marsu (obrázek 1) (Soarea et al., 2020). Identifikace ping na Marsu je užitečná pro propojování poznatků o klimatickém a hydrologickém vývoji Marsu a poskytuje informace o potenciální existenci organismů, jelikož ledové jádro pinga v sobě může hostit psychrofilní mikroorganismy (Burr et al., 2009). Pinga mohou existovat také na jiných terestrických planetách, předpokládá se existence pinga Kruger na Měsíci (Childress, 2000) nebo na trpasličí planetě Ceres (Burgess et al., 2018).

Přítomnost permafrostu lze odhadnout také na základě klimatických dat, nicméně množství meteorologických stanic ve vyšších zeměpisných šířkách (jedná se zpravidla o neosídlené a chladné oblasti) je často nedostatečné a stanice bývají nerovnoměrně rozložené. Plošné zkoumání permafrostu je obtížné a výsledky mohou být nepřesné také kvůli tomu, že vznik a zachování permafrostu jsou ovlivněny též specifickými místními podmínkami, jako je topografie, složení sedimentů, klima či vegetace. Pinga proto díky tomu, že patří mezi morfologicky nápadné povrchové formy, mohou sloužit jako indikátory, pomocí kterých je možné jednoduše zjistit přítomnost permafrostu (Svensson, 1986). Pinga je v některých případech možné rozlišit na leteckých snímcích a digitálních modelech reliéfu (DMR) (obrázek 1).



**Obrázek 1** Ukázka tří kandidátů na pinga uzavřeného systému, vzniklých v bázi bývalého termokrasového jezera na Marsu (*DigitalGlobe*), (Soare et al., 2019).

Nejen pinga současná, ale i ta reliktní jsou předmětem zájmu geologických a paleogeografických výzkumů. Značné množství objevených kruhových valů bylo interpretováno jako reliktní pinga, některá z nich jsou dokonce holocenního stáří (Mackay, 1998). Podobné pozůstatky ping byly nalezeny v mnoha oblastech světa, ve kterých se v současné době nenachází permafrost, jako jsou například Velká Británie (Ross et al., 2019), Irsko (Mitchell, 1971), mnoho zemí severozápadní Evropy (Gans, 1988), Kanada (Bik, 1969), sever Spojených států (Flemal, 1976; Marsh, 1987).

Avšak většina ping byla vytvořena během chladných období svrchního pleistocénu, když byl permafrost nezbytný pro jejich formování značně rozšířen (Vandenberghe et al., 2014). Pozůstatky ping pleistocenního stáří byly nalezeny například v americkém státu Pensylvánie (Marsh, 1987), v Moskevské oblasti v Rusku (Makkaveyev et al., 2015) (obrázek 11) či v Nizozemsku (Woltinge, 2012). Nejstarší nálezy reliktních ping pravděpodobně souvisejí s glaciálními sedimenty pozdního ordovíku starými více než 400 miliónů let a rozprostírají se v pásu východně od Sierry Leone přes severní Afriku po Saúdskou Arábii (Beuf et al., 1971). Mackay (1962) byl jedním z prvních vědců, kteří začali zkoumat příčiny vzniku ping, jejich vývoj a vnitřní stavbu. Metody využívané při studiu ping mohou být:

- Vrtání profilu, cílem, kterého je odběr vzorku vody z vnitřku pinga, určování stratigrafie, měření teploty půdy a vody v pingu pro další analýzu (Mackay, 1973)
- Dlouhodobé sledování s využitím srovnávacího testu (nivelačních bodů), pomocí kterého je možné pozorovat dynamiku růstu ping (Mackay, 1998)
- Radiokarbonové datování organického materiálu (např. rašeliny) pro zjištění stáří pinga a určení etap jeho vzniku (Coxon, 1986; Vasilchuk, 2010)

- Elektrická odporová tomografie, která určuje polohu a rozměr ledového jádra uvnitř pinga (Ishikawa et Jambaljav, 2015)
- Hodnocení distribuce a morfometrie ping pomocí digitálního modelu reliéfu odvozeného například pomocí Interferometric Synthetic Aperture Radar (IfSAR) (Jones et al., 2012)
- Analýza stabilních izotopů ledového jádra, kde poměr lehčích izotopů  $^{16}\text{O}/^1\text{H}$  a těžších  $^{18}\text{O}/^2\text{H}$  může naznačovat původ vody (ledu), tj. jestli je zdroj vody podzemní (např. artéský) nebo voda pochází ze srážek (Horita et Kendall, 2004; Vasilchuk et al., 2014)

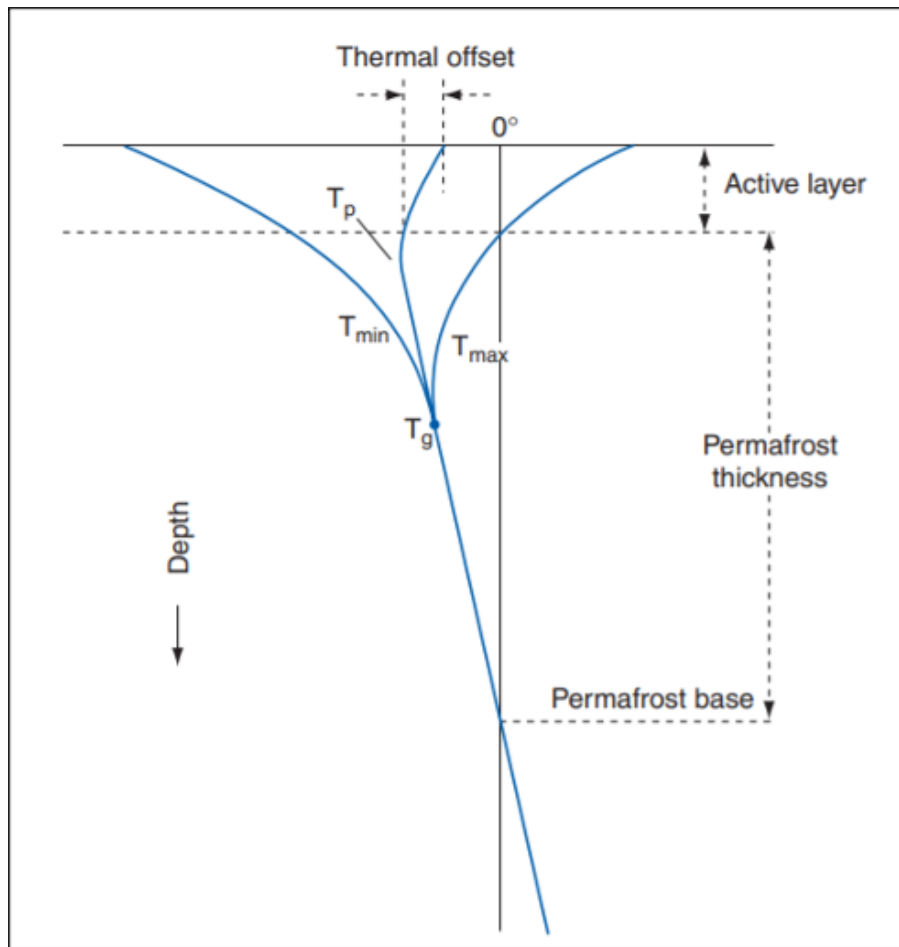
## 2. Charakteristiky ping

### 2.1 Permafrost

Permafrost hraje velkou roli ve fungování přírodních a antropogenních systémů (Shiklomanov et al., 2017). Je také důležitý pro modelování globálního oteplování, jelikož půda v oblastech výskytu permafrostu obsahuje značné množství organického uhlíku a methanu, které mohou působit jako pozitivní zpětná vazba při globální změně klimatu. Na druhou stranu je objem uvolňovaného CO<sub>2</sub> při degradaci permafrostu snižován jeho spotřebou pro růst vegetace (Koven, et al., 2011). V permafrostních podmínkách se vyskytují tvary známé jako alasy, palsy, pinga, yedomy, další termokrasové elevace a ledové klíny (Fedorov, 2019).

Permafrost představuje tu část hornin a zemin zemské kůry, která se nachází více než dva roky pod bodem mrazu (0 °C) (Demek, 1987). Permafrost je shora ohraničen činnou vrstvou nacházející se na povrchu terénu, která podléhá sezónnímu zámrazu a tání (Burn, 2007). Pod vrstvou permafrostu se nachází část půdy, která nezamrzá (obrázek 2). Hloubka permafrostu je závislá na průměrné roční teplotě vzduchu a na hranici, kde je vyrovnaná radiační bilance energie na povrchu Země, která se skládá z energie dodávané Sluncem a z tepla vyzařovaného z nitra Země (Williams et Smith, 1989).

Mocnost permafrostu je variabilní a pohybuje se od několika centimetrů až po stovky metrů (French, 2007). Nejmocnější nalezená vrstva permafrostu má mocnost více než 1500 m a vznikla během pleistocénu v nezaledněné Sibiři (French, 2007). Na Aljašce a v západní části arktické Kanady mocnost permafrostu dosahuje až 600 m, také jde o pozůstatek agradace permafrostu v pleistocenním období. Čím je vrstva permafrostu mocnější, tím déle zpravidla trvalo její formování, tudíž velmi mocné vrstvy potřebovaly několik tisíciletí pro svou agradaci. Degradace už může být o poznání rychlejší (Streletskiy et al., 2015). Též existuje pravidlo, že se snižující se zeměpisnou šířkou dochází ke zmenšování mocnosti permafrostu, a naopak se zvyšuje mocnost činné vrstvy (Lewkowicz, 1990).



**Obrázek 2** Schematický teplotní profil permafrostu znázorňující roční maximální ( $T_{max}$ ) a minimální teploty ( $T_{min}$ ), průměrnou roční teplotu ve svrchní části permafrostu ( $T_p$ ) a průměrnou roční teplotu půdy ( $T_g$ ). (Burn, 2007)

Permafrost pokrývá přibližně 25 % pevniny (Fedorov, 2019). Regiony s výskytem permafrostu jsou rozděleny do čtyř hlavních typů, dle různého prostorového zastoupení (obrázek 3):

- **Souvislý permafrost** má pokryvnost více než 90 % plochy a je limitován izotermou - 8 °C (French, 2007);
- **Nesouvislý permafrost** má pokryvnost 50 až 90 % (French, 2007);
- **Sporadický (ostrovní) permafrost** má pokryvnost přibližně 10-50 % plochy (Burn, 2007);
- **Izolovaný (extrazonální) permafrost** zaujímá méně než 10 % plochy (French, 2007).



**Obrazek 3** Geografické rozmístění typů permafrostu na severní polokouli. (International Permafrost Association, 1998)

Pod některými stavbami či vodními plochami se může nacházet nezamrzlá vrstva půdy obklopená permafrostem známá jako talik. Talik představuje lokální anomálii v tepelných, hydrologických, hydrogeologických nebo hydrochemických podmínkách, která vzniká v důsledku vyšší tepelné kapacity nadložního materiálu (Everdingen, 1998). Existuje také podrobnější klasifikace taliků, tato práce se však bude zabývat jenom hydrogenními (podvodně-termálními) taliky, které vznikají díky působení tepla vodních ploch a toků na teplotní režim podložních hornin. Teploty hornin na dně vodních ploch mohou být kladné (pod sladkými a slanými vodními plochami) i záporné, ale nikdy nepřesahují bod tuhnutí mineralizovaných vod (pod slanými vodními plochami) (Romanovsky, 1972).

## 2.2 Definice pinga

Existuje velký počet místních názvů, které pro pojmenování ping používají domorodí obyvatelé, tato lokální pojmenování se rovněž odrážejí v odborné světové literatuře (tabulka 1). Z tohoto důvodu vznikají terminologické problémy, které ještě více komplikují pochopení a kategorizaci těchto tvarů. Hlavním mezinárodním označením se stalo „pingo“. Tento odborný termín navrhl Porsild (1938), slovo pochází z inuitského jazyka z arktických oblastí Severní Ameriky a znamená „kónický vrch“ (conical hill). Pinga jsou významné tvary reliéfu, které jsou rozšířeny v arktických a v subarktických oblastech (Grosse et al., 2011). V Rusku a postsovětských republikách se používá nejčastěji jakutský termín „bulgunnyakh“ nebo turkický „tebeler“. Také je možné se setkat se termínem „ledyanoy bugor“, což je nadřazený pojem zahrnující bulgunnyakh, hydrolakolity, palsy atd (tabulka 1).

**Tabulka 1:** Jiné názvy pro pinga a jejich definice (Zdroje ve sloupci „zdroj“ odkazují na původ informací v daném řádku)

Název	Definice	Zdroj
<p><i>rus.:</i> <b>Ledanoy bugor</b> (Ледяной бугор) <i>ang.:</i> frost mount hillbock, swelling hummock; <i>čes.:</i> mrazový kopec</p>	<p>Kryogenní elevace okrouhlého půdorysu s výškou od 20–40 cm do 30-40 m, s průměrem od několika metrů do 100–200 m. Vzniká promrznáním vodou bohatě nasycených sedimentů a následným zvětšením jejich objemu. Rozlišují se jednoleté a víceleté elevace.</p>	<p>Gornaja encyklopedia, 1984—1991</p>
<p><i>rus.:</i> <b>Bulgunnyakh</b> (Булгунях) <i>ang.:</i> pingo</p>	<p>Víceletý kryogenní pahorek, který roste buď na dně vyschlé, či vysychající pánve termokrasového jezera, nebo v močálu. Vzniká zejména v důsledku nerovnoměrného rozložení segregančního ledu při promrznání taliků (uzavřeného) a při agradaci permafrostu. Výška do 40–70 m, půdorysný průměr do několika set metrů.</p>	<p>Tolkovy slovar po glaciologii, 1984</p>
<p><i>rus.:</i> <b>Gydrolakolit</b> (Гидролакколит) hydrolakolit</p>	<p>Ledyanoy bugor, elevace s ledovým jádrem, která vznikla blízko zdroje podpovrchových artézských vod, nebo při styku podpovrchové vody mezi činnou vrstvou a horní vrstvou permafrostu. Výška 25–40 m a více.</p>	<p>Tolkovy slovar po glaciologii, 1984</p>
<p><i>ang.:</i> <b>Pingo</b></p>	<p>Víceletá elevace, která se vyvíjí v permafrostu a skládá se z masivního ledového jádra vytvořeného primárně mrznutím podpovrchové vody, jsou pokryty sedimenty a vegetací.</p>	<p>Harris, 1988</p>

Pinga jsou z morfologického hlediska obvykle kuželové nebo kopulovité elevace s ledovým jádrem uvnitř, které vyklenuje nadložní vrstvy. Půdorys pinga může mít kruhový tvar, ale často

se vyskytují i jiné tvary: oválné, protáhlé nebo ve tvaru půlměsíce (Goudie, 2004). Většina ping je vysoká méně než 20 m, ale mohou dosahovat výšky i přes 50 m (Goudie, 2004). Průměr půdorysu pinga je 250 m, nicméně některé jsou mnohem širší a dosahují průměru až 600 m (Goudie, 2004). Nejvyšší zdokumentované pingo Kadleroshilik na Aljašce se tyčí zhruba 54 m nad okolní planinou (Mackay, 1998) (jeho šířka dosahuje cca 753 m podle leteckého snímku z Google Earth). Svahy ping mohou tvořit prudkou přechodnou zónu v okolní krajině, zvláště pokud pingo rostlo relativně rychle. Sklon svahů ping zřídka překračuje 45°, přičemž se nejčastěji pohybuje mezi 34° až 38° (Goudie, 2004). To odpovídá teoretickému maximálnímu sypanému úhlu pro nekonsolidované, převážně písčité sedimenty, ve kterých se tvoří pinga v deltě řeky Mackenzie. Mackay (1988) klasifikuje pinga podle velikosti (tabulka 2).

*Tabulka 2 Klasifikace ping podle průměru půdorysu a sklonu svahů (Mackay 1988)*

	<b>Průměr půdorysu [m]</b>		<b>Sklon svahů</b>
<b>Malá (small)</b>	<100	<b>Strmá (steeply)</b>	>30°
<b>Střední (medium)</b>	100 - 200	<b>Mírná (moderately)</b>	15° - 30°
<b>Velká (large)</b>	>200	<b>Pozvolná (gently)</b>	<15°

Pinga se dělí na velká a malá. Menší pinga mají zaoblené vrcholy, velká jsou na vrcholu roztržená. Existuje taky určitá závislost mezi tvarem pinga a jeho typem: pinga vytvořená na svazích v důsledku hydraulického tlaku jsou relativně malá a mají nepravidelný podlouhlý, nebo oválný tvar. Pinga vytvořená v plochých údolích jsou mnohem větší a mají víceméně symetrický kónický tvar.

### **2.3 Vznik, typy a vývoj ping**

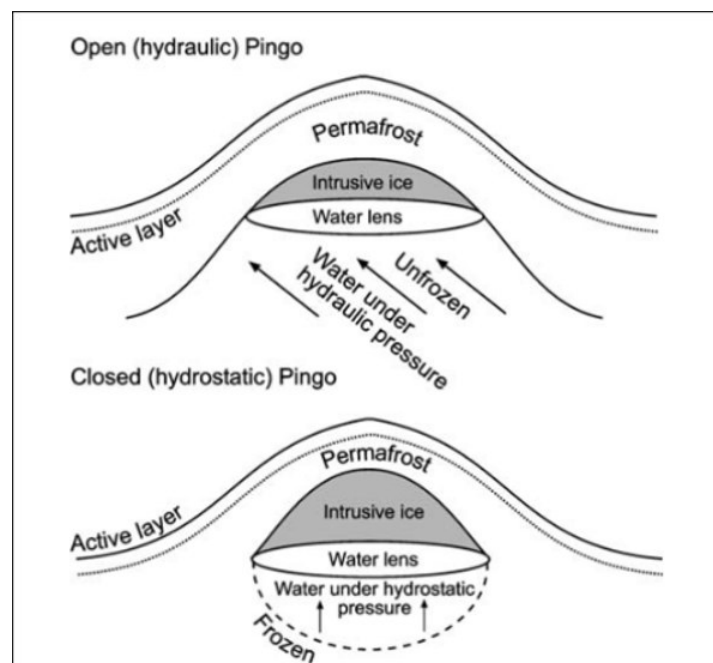
Jsou rozpoznány dvě příčiny vzniku ping (Harris et Ross, 2007):

- odvodňování termokrasového jezera v podmínkách permafrostu a následná agradace věčně zmrzlé půdy;
- intruze artéské vody a její zámrz do podoby ledového jádra;

V obou případech je vznik pinga vázán na oblast permafrostu. Existence permafrostu je první základní podmínkou, která následně umožňuje vznik dalších podmínek nezbytných pro formování ping (například formování termokrasu, artéského tlaku).

Rozlišují se dvě variety ping (obrázek 4): „hydraulická“ (hydraulic pingos) neboli „pinga otevřeného systému“ (open system), a „hydrostatická“ (hydrostatic pingos) neboli „pinga s uzavřeným systémem“ (closed system). Tato klasifikace je založená na rozlišení zdroje podzemní vody, která napájí jádro pinga a na tlaku, jenž na ni působí, tedy hydrostatický nebo hydraulický (Mackay, 1979).

Současná pinga vznikají jak v oblasti souvislého permafrostu, tak také v oblastech s permafrostem nesouvislým. V oblasti nesouvislého permafrostu se nejčastěji vyskytují pinga otevřeného systému, pro oblast kontinuálního permafrostu jsou naopak běžná pinga uzavřeného systému, existují však výjimky v obou případech.



**Obrázek 4** Dva hlavní typy ping (Bennett, 2009)

Existuje určitý vztah mezi polohou pinga a polohou vodních toků. Vzhledem k tomu, že rychlé vypuštění jezera je často spojeno s ústupem pobřeží a říční erozí, pinga se často shlukují do skupin podél pobřeží, jako je tomu blízko Tuktoyaktuku, nejsevernější oblasti arktické Kanady. Někdy se také nacházejí poblíž zaříznutých vodních toků, jako jsou pravostranné přítoky východního ramene delty řeky Mackenzie (Mackay, 1979).

Některá pinga se vyskytují v okolí ledových klínů (Mackay, 1979). Terénní výzkum reliktních a nedávno odvodněných jezer s pingy ukazuje, že většina jezer se odvodnila při katastrofické erozi velkých ledových klínů v místě, kde z nich vytékala voda (Mackay, 1979). Vzhledem k tomu, že mnoho jezer bylo zaplaveno především kvůli přirozeným hrázím vytvořených růstem ledových klínů, je zřejmé, že eroze ledových klínů je nevyhnutelnou událostí. Pokud voda začne téci po brázdách ledových klínů, například při ucpání výtoků sněhem, nebo když je neobvykle vysoká hladina jezera v důsledku tání a odtoku sněhové hmoty, ledové klíny rychle erodují a jezera odvodní během pár dnů (Mackay, 1979).

Předpokládá se, že všechny studované příklady ping v Tuktoyaktuk se vyvinuly v pleistocenních glaciofluviálních písčích. Tyto písky tvořily podloží řady sedimentů včetně tillu nebo koluvia na tillu a fluviolakustrinních sedimentů (Rampton a Bouchard, 1975). Proto v nadložním pokryvu ping dominuje tento typ litologie, přičemž nejhořejší části jsou složeny z fluviolakustrinních (říčně-jezerních) materiálů odrážejících dřívější existenci jezera, z něhož pingo vyrostlo. Mocnost pokryvného materiálu může být přímo úměrná výšce pinga (Mackay, 1962) a může se pohybovat v rozmezí od jedné poloviny do jedné třetiny výšky pinga.

### **2.3.1 Pinga s uzavřeným systémem**

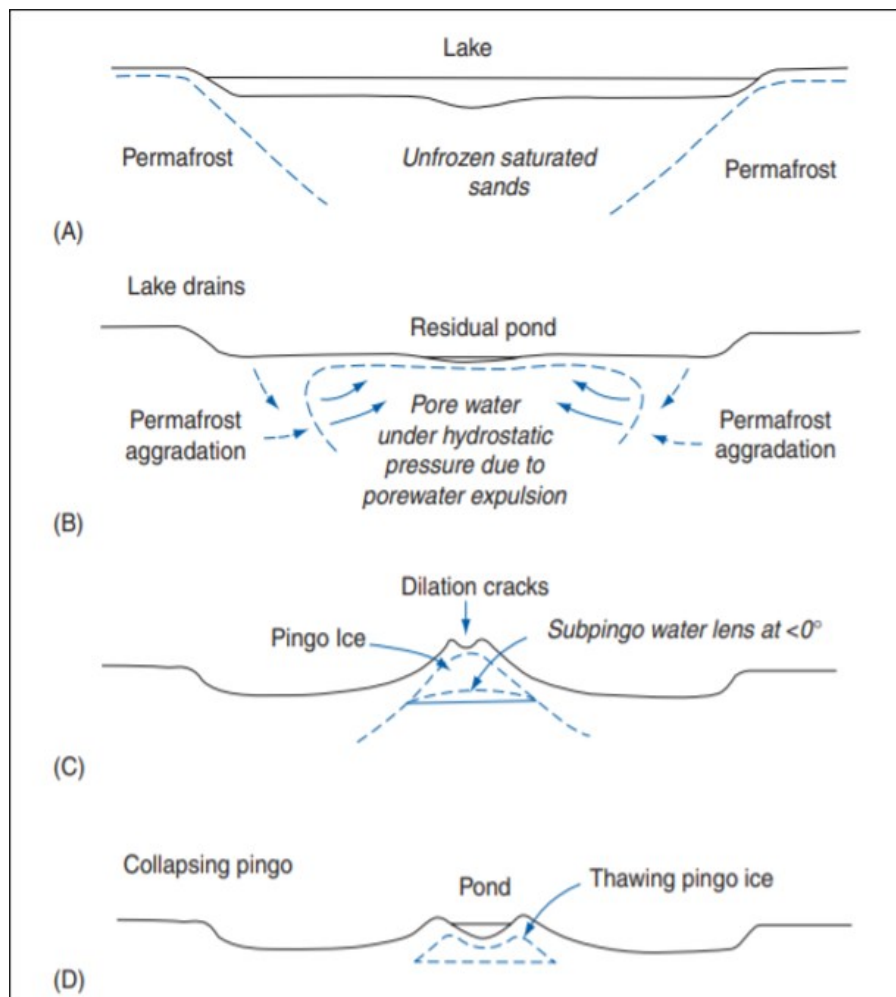
Pinga s uzavřeným systémem vznikají nejčastěji v údolních nivách v termokrasových podmínkách. V takových lokalitách se nachází velké množství jezerních termokrasových depresí vznikajících v důsledku degradace podzemního ledu a sesedání nadložního materiálu (Burn, 2007). Během relativně teplých měsíců se tavná voda hromadí ve vzniklých prohlubních. Vrstva permafrostu zabraňuje průsaku vody do hlubšího podloží. Pokud je hloubka termokrasového jezera větší než mocnost zimního zámrazu, pak je průměrná roční teplota vody na dně jezera vyšší než nula. Obvykle je hloubka jezera větší než 3 m a voda nezamrzá (Gurney, 1998). Proto se pod ním vyvíjí talik v nezamrzlých hrubě písčítých sedimentech nasycených vodou (Muller, 1959; Holmes et al., 1968; Mackay, 1979) (obrázek 5, A).

Kvůli tomu, že hydrostatická pinga vznikají především na dně odvodněných jezer, je pro pochopení geneze pinga důležitá znalost rozšíření permafrostu pod jezerem. Rozsah permafrostu pod jezerem závisí především na věku, velikosti a tepelném režimu jezera, hloubce nenarušeného permafrostu v okolí jezera a na geokryologické historii oblasti. Podle teorie vedení tepla je zřejmé, že rozsáhlé, hluboké a staré jezero bude mít otevřený talik (a through

going talik): když průměr jezera přibližně dvojnásobně přesahuje mocnost permafrostu, takové jezero bude pravděpodobně mít otevřený talik (Kudryavtsev et al., 1974). Naopak malé jezero bude mít uzavřený talik. Mohou existovat také přechodná stádia mezi oběma typy (Mackay, 1998). Je-li však minimální šířka jezera menší než nenarušená tloušťka permafrostu, je velká pravděpodobnost že pod talikem bude ležet permafrost bez ohledu na stáří jezera (Kudryavtsev et al., 1974).

Iniciální podmínkou pro formování pinga tohoto typu je agradace permafrostu, který postupně obklopuje a izoluje vodou nasycený sediment taliku pod jezerem (obrázek 5, B). Příčinou agradace permafrostu bývá odvodnění jezera, což má za následek výraznou změnu v tepelném režimu taliků pod jezerem a umožňuje permafrostu expandovat i pod dnem bývalého alasového jezera směrem k podložním vodou nasyceným sedimentům, čímž izoluje talik od svého okolí (Mackay, 1994). Když nasycené písky či jiné sedimenty na okrajích taliku zamrznou, zvýší se jejich objem při fázovém přechodu vody na led, což má za následek vytlačení zhruba 9 % pórové vody v dosud nezamrzlé zóně. Během růstu ledových krystalů ve směru postupu mrazové fronty (freezing front) probíhá vysrážení ve vodě rozpustných látek. Důsledkem je mírná salinita zbylé vody, která nezamrzá ani při teplotách od  $-0,1$  °C do  $-0,5$  °C (Ballantyne, 2018). Tato voda se pak pomocí hydrostatického tlaku přemísťuje k povrchu ve směru nejmenšího působení geostatického tlaku (confining pressure), který se zpravidla nachází uprostřed dna bývalého jezera. Zamrznutí vytlačené vody, která byla dříve vstříkovaná do oblasti s relativně tenkou vrstvou permafrostu, má za následek vytvoření ledového jádra (obrázek 5, C). Toto jádro pak vytlačí nadložní zmrzlou půdu a sedimenty směrem nahoru. Postupem času další kapilární voda migruje ke dnu ledového jádra, kde zamrzá, a tím způsobuje další zdvih povrchu nad formujícím se pingem.

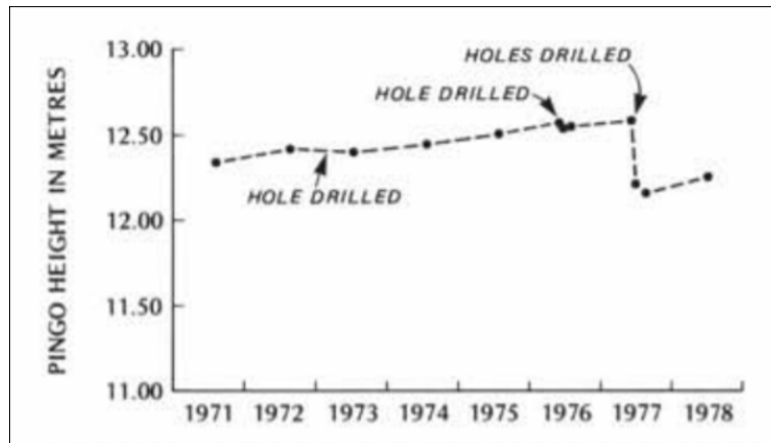
Studium vnitřní struktury hydrostatických ping na poloostrově Tuktoyaktuk ukázalo, že pod ledem pinga může být vodní čočka, přičemž tato voda generuje další růst pinga (Ballantyne, 2018). Mocnost vodní čočky může dosahovat až 2,2 m (Gell 1978, Mackey 1985, 1990). Jakmile takové pingo dosáhne stádia zralosti, jeho poloměr se již téměř nezvětšuje a další růst je směřován nahoru, přičemž narůstá jeho výška (Goudie, 2004). Povaha ledu tvořícího jádro pinga závisí na tom, zda je jádro v přímém kontaktu s podložním vodou nasyceným sedimentem, nebo zda leží nad vodní čočkou. První případ umožňuje tvorbu segregančního ledu uvnitř tělesa, v druhém případě se vyvíjí masivní intruzivní led (injection ice) (Mackay, 1994).



**Obrázek 5** Fáze vývoje hydrostatického pinga (Mackay, 1998)

Vodní čočka pod pingem se vytvoří, když rychlost přísunu vytlačené gravitační vody do podloží pod bází ledového jádra překročí rychlost mrznutí od povrchu směrem do podloží. Hydrostatický tlak v této vodní čočce je dostatečný nejen k tomu, aby překonal litostatický protitlak (overburden stress), ale také zapříčinil vyzdvižení ledového jádra a vytlačení nadložní zmrzlé půdy (Ballantyne, 2018). Přítomnost vodních čoček pod hydrostatickými pingy také vysvětluje jev nazývaný „pulzující pinga“ (pulsating pingos) Mackayem (1977), který spočívá v tom, že vrcholy některých ping stoupají a klesají v reakci na hromadění a úbytek vody pod ledovým jádrem pinga. Nárůst vodní čočky pod pingem způsobuje jeho vyzdvihnutí. Když výzdvih převyší pevnost pinga, dojde k prasknutí jeho okrajů. Vznikne pramen vody, který unikne trhlinami a pingo poklesne. Pulzující pingy jsou často charakterizovány dlouhými radiálními napěťovými trhlinami, které sahají až na dno jezera. Mackay (1978) byl schopen tento efekt kolísání uměle experimentálně replikovat tím, že umožnil únik podpovrchové vody skrz vrty. Zkoumané pingo bylo hydrostatického typu a narostlo ze dna jezera, které

se katastroficky odvodnilo vlivem eroze ledových klínů tavnou vodou podél výtokového koryta. Vrtání skrz pingo s výškou cca 12,6 m způsobilo jeho pokles o 0,6 m (obrázek 6). Jinými slovy pingo ztratilo výsledek téměř desetiletého růstu za 2 týdny. Stejným způsobem Mackay (1979) potvrdil existenci silného tlaku který působil na vodní čočku. Při vrtání otvoru o průměru 7,5 cm se z hloubky 22 m uvolnila voda za vzniku velkého gejzíru, který dosáhl výšky 2,6 m.



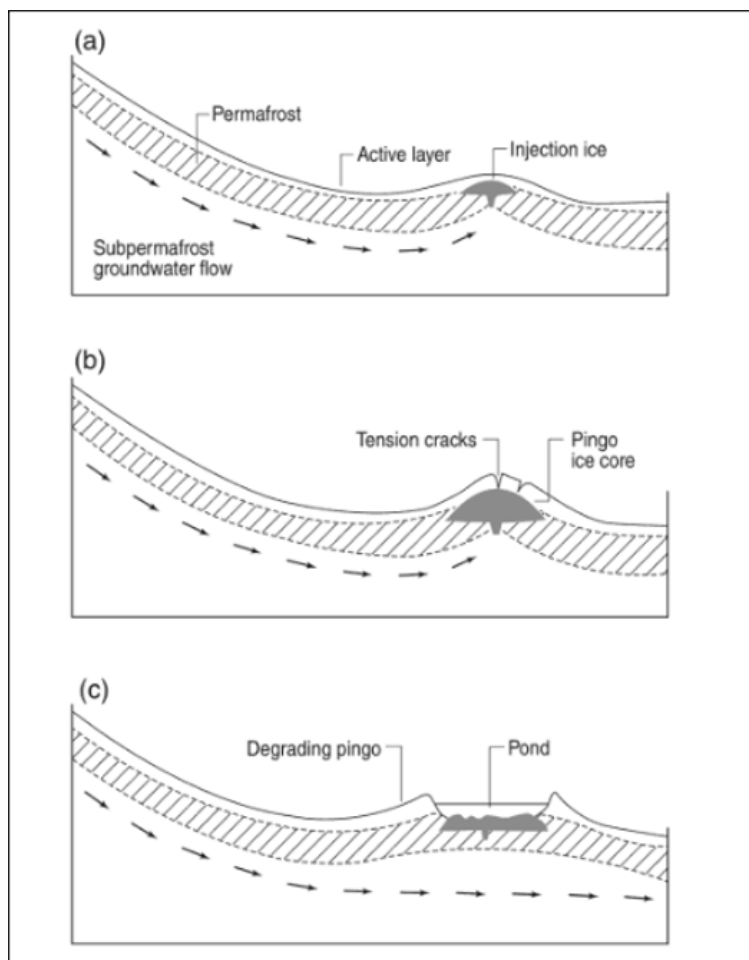
**Obrázek 6** Graf ukazující výškovou změnu pinga za období 1971-1978. V roce 1973, 1976 a 1977 bylo prováděno vrtání. (Mackay, 1979)

### 2.3.2 Pinga s otevřeným systémem

Pinga otevřeného systému jsou typická pro oblast nesouvislého permafrostu a vznikají nejčastěji na spodních částech svahů při úpatích hor, ve spodní části aluviálních náplavových kuželů, na dnech aluviálních údolí, nebo před ledovci, kde subglaciální podpovrchová voda stoupá pod proglacialní permafrost.

Za vznik ping s otevřeným systémem mohou dva základní faktory: (1) přítomnost nesouvislého permafrostu nebo zlomových zón a (2) existence potenciálního hydraulického tlaku, který umožňuje pohyb podpovrchové vody. Intrapermafrostová nebo subpermafrostová podzemní voda ze svažité oblasti s vyšší nadmořskou výškou proudí dle hydraulického gradientu k místu vzniku budoucího pinga (Ballantyne, 2018). Voda se dostane k povrchu v „oslabených zónách“ (obrázek 7, A), kde je malá mocnost permafrostu, nebo v místech, kde vede zlomová linie (Yoshikawa at al., 1994). O'Brien (1971) zmiňuje existenci zlomů jako přírodních kanálů, po kterých se pohybuje podzemní voda a vyživuje pinga. Podobně naznačují Hamilton a Obi (1982), že některé příklady studované v Brooks Range na severní Aljašce v USA, byly vázány

na zlomové systémy ve skalním podloží. Tato pinga byla nalezena nad podložím, které leželo blízko povrchu a bylo téměř bez sedimentárního pokryvu.



**Obrázek 7** Fáze vývoje hydraulického pinga (Ballantyne, 2018)

Podpovrchová voda živí vodní čočku pod pingem, která zamrzne a vytvoří jádro intruzivního ledu (Bennett, 2009). Stejně jako v případě hydrostatického pinga ledové jádro následně vyzdvihne nadložní vrstvy permafrostu za vzniku terénní elevace (obrázek 7, B). Pro pokračování růstu ledového jádra pinga je důležitá přítomnost artéského vodního tlaku, který udržuje pomalý, ale stabilní přísun podzemní vody do rostoucího pinga. Otevřená pinga se proto často soustřeďují do předpolí členitějšího reliéfu (Holmes et al., 1968).

Tvorba a růst hydraulických ping vyžaduje rovnováhu mezi třemi proměnnými, z nichž všechny mohou podléhat sezónním nebo ročním oscilacím (French, 2007): (1) tlak vody (který je závislý na topografických podmínkách), (2) tlak nadložního půdního pokryvu (který se mění během roku) a (3) rychlost zámru půdy (která je závislá na razanci poklesu teploty vzduchu, vegetačním a sněhovém pokryvu). Dlouhodobé setrvání těchto proměnných v rovnováze však

není příliš pravděpodobné, a proto do udržování růstových tendencí ledového jádra vstupují další faktory.

Nejcharakterističtějším rysem hydraulických ping je jejich častý hromadný výskyt, (velká hustota v ploše) na rozdíl od hydrostatických ping, které jsou téměř vždy izolované (Gurney, 1998). Seskupení několika hydraulických ping v jedné oblasti je způsobeno proměnlivým výskytem vzestupných podzemních vod, které dávají vzniknout pingům. Také je pravděpodobné, že když se jedno pingo z jakéhokoli důvodu zhroutí, další pingo pravděpodobně vyrostе uvnitř nebo vedle něj (Gurney, 1998). Toto následně vede ke vzniku velkého množství geologických tvarů reliéfů v různých stavech růstu a rozpadu.

Worsley a Gurney (1996) připisují vysokou koncentraci hydraulických ping ve východním Grónsku vysokým geotermálním pramenům, které jsou postvulkanickým projevem zdejšího intruzivního terciárního vulkanismu. Předpokládá se, že následné vyvěrání podzemní vody v těchto oblastech probíhá podél zlomů.

### **2.3.3 Morfologie ping a jejich vývojová stadia**

Jak již bylo řečeno v předešlých kapitolách, pinga mají velké rozpětí rozměrů a liší se mezi sebou i tvarem. Obecně platí, že rozměr hydrostatického pinga závisí na rozměru bývalého termokrasového jezera, přičemž z analýzy polohy pinga vůči vodní ploše vyplývá, že takové pingo roste uprostřed dané pánve (Mackay, 1979). Výsledky analýzy ukazují, že průměrná vzdálenost k vedlejší vodní ploše je 146 m, minimální vzdálenost je 1 m a maximální vzdálenost je 1,2 km (tabulka 3). Dále bylo zjištěno, že více než polovina ping sousedí se zbytkovými jezery, nebo je zcela obklopena vodou. Z tohoto porovnání vyplývá, že zbytky jezer a hlubších částí jezera bývají umístěny v blízkosti středu pánve, a pinga proto mají tendenci být lokalizovány uprostřed s průměrnou vzdáleností mezi pingem a středem pánve 175 m (minimální vzdálenost 1 m, maximální vzdálenost 1,4 km) (tabulka 3). S největší pravděpodobností je pro velikost pinga nejdůležitější vzdálenost mezi pingem a vedlejším mělkým jezerem, které obvykle bývá odvodňováno právě pingem (Mackay, 1988). Toto zjištění je v souladu s mnoha případy studovanými Mackayem (1979) na poloostrově Tuktoyaktuk.

**Tabulka 3** Poloha pinga vůči vodní ploše (Mackay, 1979).

Vzdálenost pinga od	Průměrná	Minimální	Maximální
Středu pánve	175 m	1 m	1400 m
Vodní plochy	146 m	1 m	1200 m

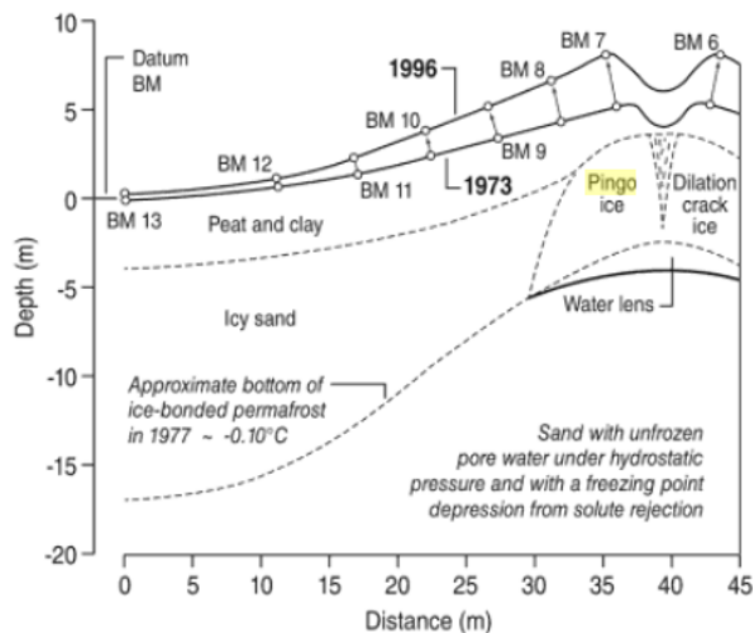
Jezero však nemusí obsahovat jenom jedno pingo. Pokud bylo jezero napojeno na více povodí, nebo v případě, že je jezerní pánev nepravidelného tvaru, může v každé z dílčích částí vzniknout jedno pingo (Goudie, 2004). Například z 995 odvodněných jezer s pingy na západním pobřeží Kanady jich 86 % obsahuje jedno pingo, 10 % má dvě pinga, 4 % obsahují tři a více ping a tři jezera měla vyvinuta po sedmi pingách (Jorgenson and Shur, 2007). Přítomnost několika ping v jednom jezeru svědčí o jeho rozmanité historii, proměnlivé hloubce a velikosti taliků uvnitř povodí. Je to důsledek heterogenity podložních sedimentů či vzniku několika dílčích jezer po odvodnění alasu (Jorgenson and Shur, 2007).

Na velikost budoucího hydrostatického pinga má vliv rozměr a tvar jezera, na jehož místě vyroste pingo. Je možné obecně shrnout, že čím větší je maximální průměr pánve odvodněného jezera, tím větší bude průměr pinga. Větší pinga mají proto tendenci se vyskytovat ve větších odvodněných jezerech. Pro vznik pinga musí být průměr jezerní pánve alespoň čtyřikrát větší než průměr pinga, aby bylo možné zajištění dostatečného množství pórové vody (Mackay 1979). Mezi orientací pinga a orientací povodí nebyl nalezen žádný vztah.

Půdorys pinga má tendenci dosáhnout svého maximálního průměru v raném stadiu vývoje (Mackay, 1979). Mackay (1998) prokázal, že pinga podléhají rychlému růstu po odvodnění a již během 20-30 let dosahují téměř maximální výšky. Je však známo, že poloha pramene, který vyklenuje hydraulické pingo, se může v průběhu času měnit. Příčinou těchto změn může být vývoj taliků, které ovlivňují průběh toku podzemní vody. Tímto mohou být vyvolány také změny půdorysných průměrů ping po počátečním stadiu růstu, u hydraulických ping je toto ovlivnění výraznější než u hydrostatických.

Tempo růstu jednotlivých ping se výrazně liší. Velmi mladé pingo by mohlo dosáhnout rychlosti růstu 1,5 m za rok během jednoho nebo dvou let od svého vzniku, ale rychlost se aktivně snižuje, nepřímo úměrně druhé odmocnině času (Mackay, 1973). Pro všechny druhy ping obecně platí, že ta největší mohou růst i déle než tisíc let (Mackay, 1973). Jeden z dlouhodobých výzkumů rostoucích ping byl proveden u pinga Ibyuk na Tuktoyaktuckém poloostrově (Mackay 1998). Tamní rozsáhlé pingo měřilo na začátku průzkumu na výšku téměř 47 m a období 1973–1994 neustále rostlo rychlostí cca 2,7 cm ročně. Díky této rychlosti

a dalším environmentálním podmínkám lze jeho stáří odhadnout na cca 1000 let či více. V dalším případě jiné pingo vyrostlo za prvních 20 let vertikálně do výšky 6 m, nicméně potom se růst velmi zpomalil a za následujících 12 let se zvětšilo pouze o metr (Mackay, 1973, 1998). Všechna pinga bez ohledu na původ procházejí cyklem růstu a degradace po stovky nebo tisíce let (Ballantyne, 2018). Fáze růstu se vyznačuje progresivním nárůstem výšky pinga při nepatrném nárůstu šířky (obrázek 8), často s malou změnou průměru půdorysu. Způsob růstu pinga se následně projevuje na jeho destrukci. Příčinou destrukce bývá zvětšení objemu ledového jádra. Zvětšující se ledové jádro roztahuje zmrzlou půdu na jeho vrcholu, což vede ke vzniku tahových trhlin, ze kterých se pak postupně vyvine terénní deprese. Některé trhliny pokračují za okraj pinga a sahají až do jezerní pánve, kde se spojují s ledovými klíny (obrázek 9). Studium pinga v oblasti Tuktojaktuk zjistilo téměř lineární korelaci mezi růstem výšky pinga a vznikem tahových trhlin (Mackay, 1998). Boční svahy se růstem pinga stávají strmější, pingo je vyšší a deprese nahoře se postupně zvětšuje. Pingo roste do té doby, než talík zcela zamrzne (French 2007).



**Obrázek 8** Schematická mapa vývoje hydrostatického pinga ukazující aktivní vzrůst o 4 m během 20 let a relativně malý nárůst šířky (Mackay, 1998)

Zámrzem talíku začíná stádium degradace: spolu s pokračujícím růstem pinga se trhliny rozšiřují, pokryv nadložních promrzlých sedimentů a zemin se ztenčuje a postupně se obnažuje ledové jádro (Ballantyne, 2018).

Solární radiace rozpustí exponované ledové jádro, což vede k subsidenci a sklouznutí sedimentů dovnitř. Dochází k rozšiřování vrcholové deprese, dokud pingo v pokročilém stádiu rozpadu nevytvoří širokou depresi obklopenou kruhovým valem zmrzlého materiálu. Deprese může být následně vyplněna vodou. Na místě pinga pak zůstává jezero, močál, nebo uzavřená terénní deprese ve tvaru kráteru (obrázek 10).



**Obrázek 9** Radiální tahové trhliny na vrcholu pinga, které směřují dolů a střetávají se s ledovými klíny v jezerní pánvi (Mackay, 1998)

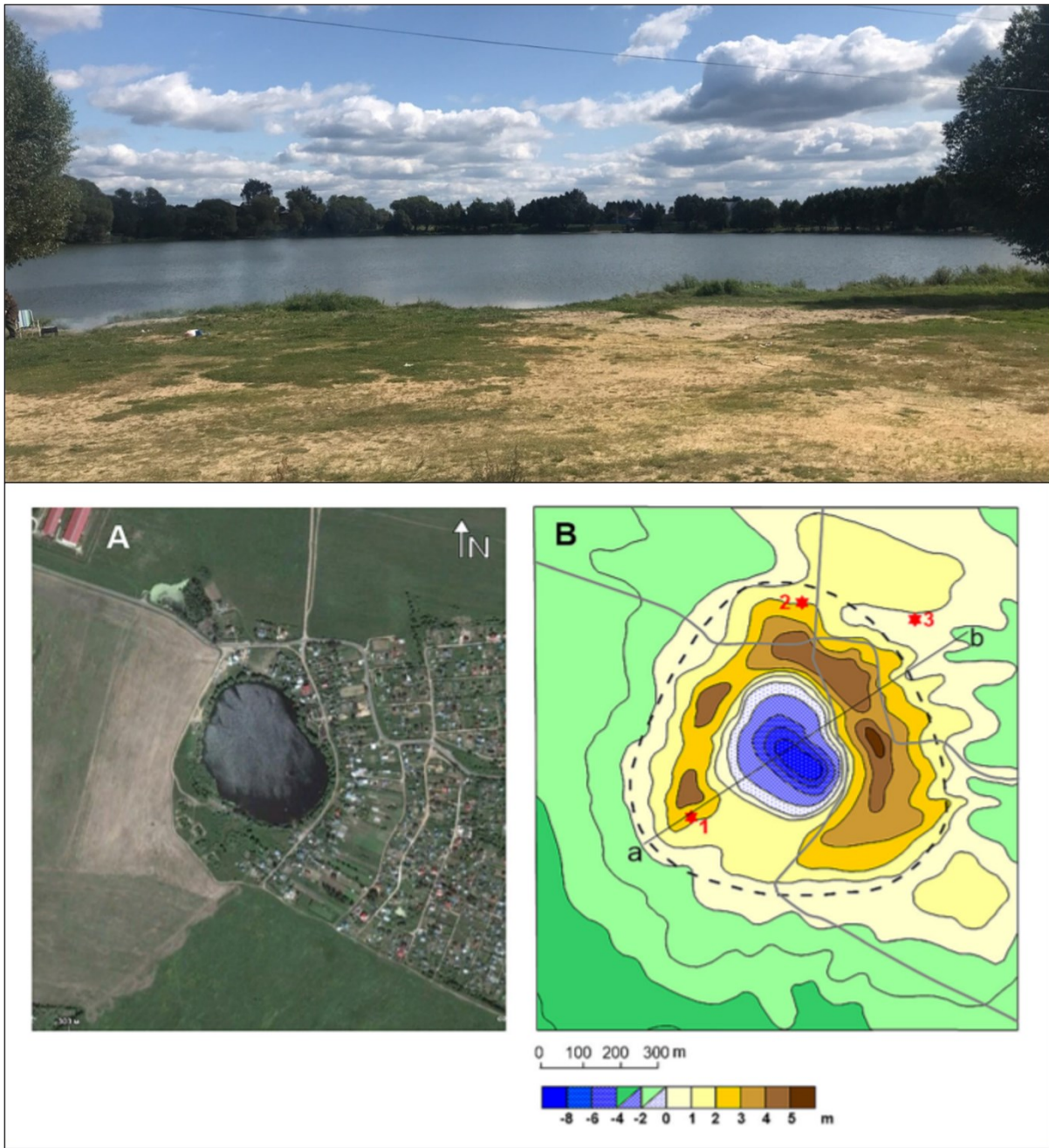


**Obrázek 10** Kráter pinga vyplněný jezerem jako důsledek postupného termokrasového hroucení. (Mackay, 1998)

Rozlišujeme 3 základní příčiny, které mohou vyvolat zhroucení pinga: odnos části hmoty budující pingo (mass wasting), eroze vodních vln (wave erosion) a termokrasové procesy (thermokarst effects) (obrázek 10) (Mackay, 1998). Proces rozpadu může být urychlen vrstvou vody, která se hromadí ve vzniklé vrcholové depresi při tání ledového jádra. Povrchový odtok může vytvářet malé náplavové kužele na okrajích ping. Kolaps hydraulických ping se podobá kolapsu hydrostatických ping, v případě hydraulických ping to však může iniciovat vznik nového pinga v jeho blízkosti.

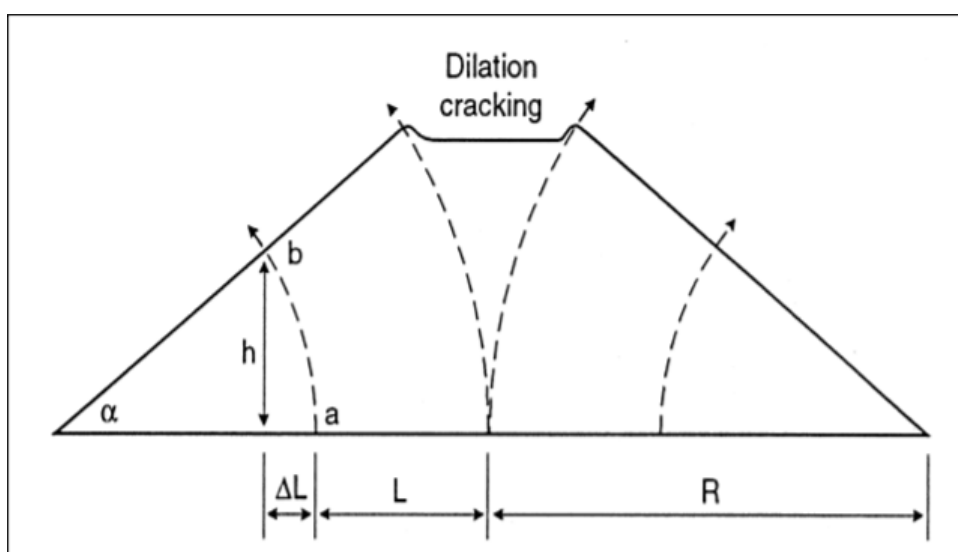
Klouzání vrstvy sedimentů na povrchu pinga bývá často způsobené také táním materiálu bohatého na led ve spodní části činné vrstvy nebo horní části permafrostu. Tyto procesy klouzání sedimentů mohou být vyvolány zvláště teplým létem, velmi silnými srážkami na konci léta nebo zvýšenou hloubkou tání po narušení vegetačního krytu (Mackay a Mathews, 1973; McRoberts a Morgenstern, 1974; Lewkowicz, 1990; Harris a Lewkowicz, 1993). Příčinou ztráty a sesuvu hmoty může být i antropogenní disturbance. Příkladem je pingo Ibyuk, které je turistickou památkou. Někteří návštěvníci sklouzávali a skákali dolů po strmých písčítých svazích, čímž erozi urychlili (Mackay, 1998).

Zbytky, které zůstaly po degradaci pinga, nadále podléhají procesům zvětrávání a eroze, jenž časem mohou zcela zarovnat vzniklou depresi. Tento cyklus růstu a kolapsu je nedílnou součástí přirozeného vývoje pinga a nemusí záviset pouze na změně klimatu (Ballantyne, 2018).



**Obrázek 11** Jezero Krasnoje, bývalé pingo vzniklé v pozdním pleistocénu. A) Letecká fotografie jezera. Je patrné, že pingo mělo oválný tvar. (obrázek z archivu autora) B) Vrstevnicová mapa. Tečkovaná čára vymezuje vnější hranici valu; plně šedé čáry představují silnice

Trvalá existence kruhového valu je nezbytná, pro rozpoznání reliktního pinga (Obrázek 11, B). Formování valů stále není zcela pochopeno, Mackay (1988) však předložil několik možných scénářů. Mackay (1988) tvrdí, že nadložní pokryv v průběhu růstu pinga byl nejen vyzdvižen, ale také posunut radiálně směrem ven. Tento jev je znázorněn na obrázku 12. Míra posunu se zvyšuje s úhlem sklonu a s výzdvihem. V kombinaci s hromadným sesouváním nadloží po bocích pinga jsou tyto procesy nejdůležitějšími faktory, které jsou zodpovědné za tvarování valu.



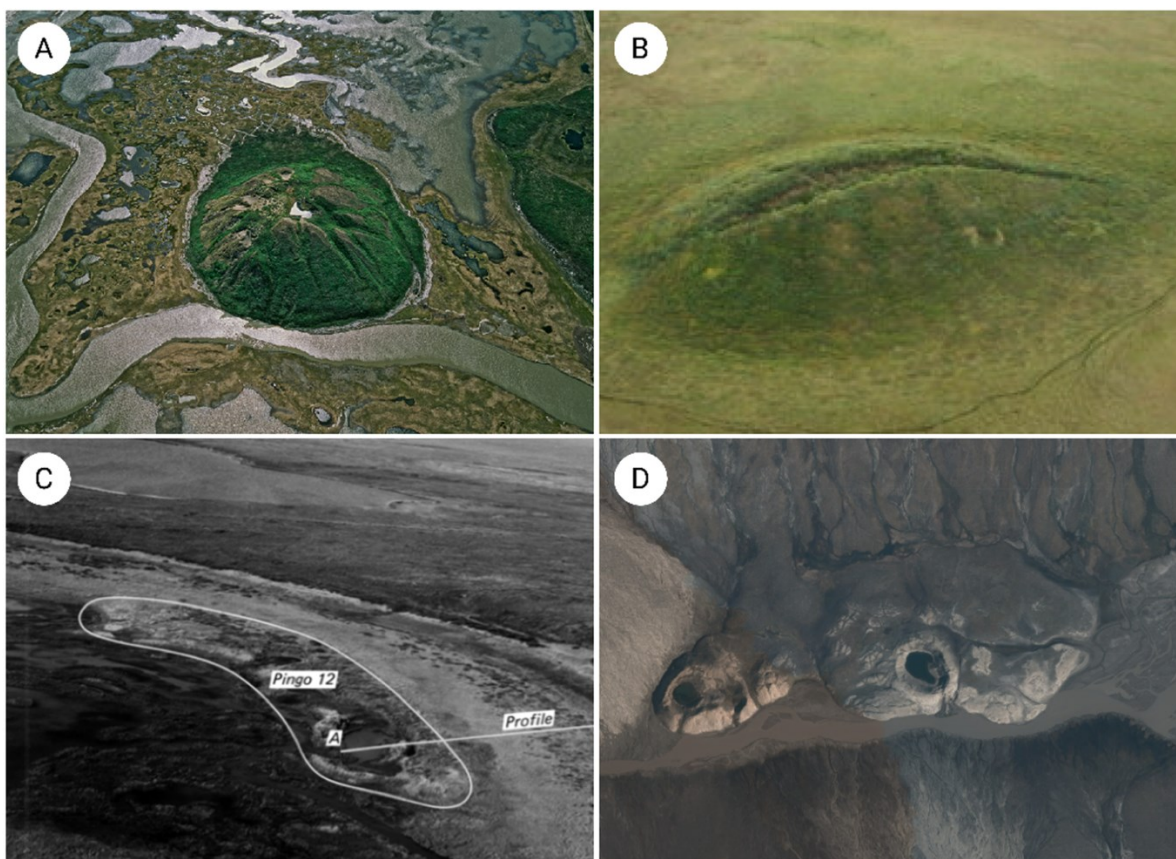
**Obrázek 12** Schematický výkres růstu hydrostatického pinga, tvořeného intruzivním ledem. Poloha bodu a na dně jezerní pánve se posunula k bodu b během růstu pingo. Zvedání okrajů má za následek radiální posunutí pokryvu směrem ven ( $\Delta L$ ), což může přispět k vytvoření valu při kolapsu pinga (Mackay, 1988)

Potenciál pro zachování reliktních zhroutilých ping je závislý na (1) velikosti valů, (2) velikosti centrální deprese (což je opět spojeno s velikostí ledového jádra) a (3) na materiálu tvořícím val (Flemaal, 1976). Velké valy zhroutilých ping jsou částečně vázány na přítomnost zbytků podložního ledu (ground ice), který tam setrvává. Objem materiálu ve valech degradovaných ping by však měl být zhruba srovnatelný s objemem izolované deprese (Mackay, 1988).

### 3. Metodika

Během literární rešerše byla vytvořena hlavní tabulka (Příloha 1), která obsahuje:

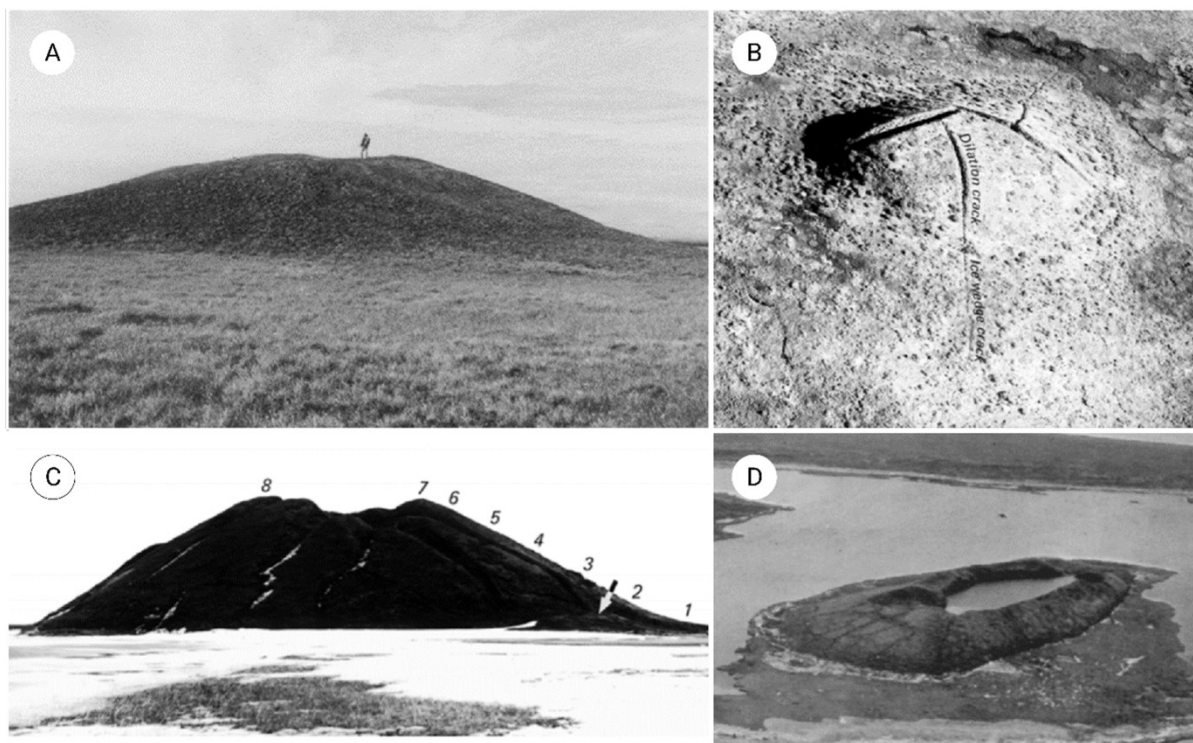
- Polohové charakteristiky ping: geografické souřadnice ping, nadmořská výška lokality s pingy, poloha pinga v reliéfu (v záplavovém území s termokrasovými jezery; v říčním údolí; v horském údolí), vzdálenost pinga od vodní plochy;
- Morfologické charakteristiky pinga: výška pinga, průměr základny pinga, tvar pinga (kruhový; elipsovitý; nepravidelný (obrázek 13)), genetický typ pinga (uzavřený; otevřený systém (viz. Kapitoly 2, 2.3.1 a 2.3.2)), vývojová stadia ping (neporušené; slabě kolabované; kolabované; erodované (obrázek 14));
- Sedimentární charakteristiky: genetický typ sedimentu (fluviální; glaciofluviální; marinní; lakustrinní; koluviální) a zrnitost (Mackey, 1998; Grosse et Jones, 2011);
- Charakteristiky permafrostu: typ (souvislý; nesouvislý) a mocnost permafrostu;
- Charakteristiky činné vrstvy: její mocnost;
- Klimatické charakteristiky lokalit, kde se vyskytují pinga: průměrná roční teplota vzduchu (MAAT), průměrná roční teplota povrchu (MAGT), průměrné roční úhrny srážek (MAP);
- Hydrologické charakteristiky: typ vodního zdroje, na které je vázáno pingo (volná podzemní voda; výstupní artéský pramen; výstupní pramen na zlomu), velikost termokrasového jezera, přítomnost vodní čočky uvnitř pinga;
- Vegetační pokryv pinga (druh vegetace; pokryvnost pinga)



**Obrázek 13** Ukázky tvarů půdorysu ping. A – kruhový tvar pinga; Pingo v Tuktojaktuku, Kanada (*Images of the Earth. From Geology to Photography*, 2017). B – Elipsovitý tvar pinga; Tuktojaktuk, Kanada (*Jones et al.*, 2012). C – nepravidelný tvar pinga ve formě půlměsíce

Podle morfologie byla pinga rozdělena dle vzhledu do jednotlivých vývojových stadií (obrázek 14):

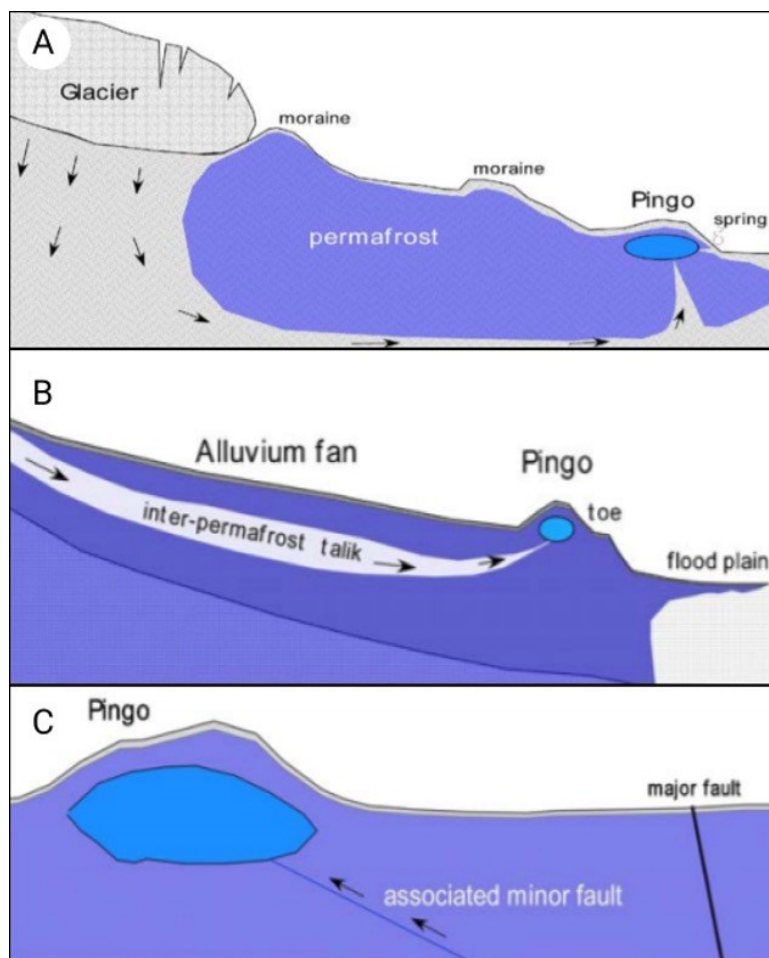
- Neporušená – mladá pinga bez tahových trhlin, která zatím nepodlehla procesům degradace a eroze.
- Mírně kolabující – pinga s tahovými trhlinami v počátečním stadiu kolapsu, kdy ještě nevznikla centrální deprese.
- Kolabující – pinga v pokročilejším stádiu kolapsu s výraznými tahovými trhlinami a centrální depresí v temenní části.
- Erodovaná – zbytky ping ve tvaru kruhového valu s depresí v centrální části.



**Obrázek 14** Vývojová stádia ping: A – Příklad neporušeného pinga (Prudhoe Bay, Alaska, (Walker, 1990)). B – Mírně kolabující pingo (Tuktojaktuk, Kanada (Mackay, 1998)); C - Kolabující pingo (Tuktojaktuk, Kanada (Mackay, 1998)); D - Erované pingo (Hendrikson island, Kanada (Hyvarinen, 1975))

Zdroje vody jsou rozlišeny na tyto kategorie:

- Volná (gravitační) podzemní voda – voda pod zemským povrchem, v nasycené zóně, kde vyplňuje všechny dutiny (Konoplancev et al., 2014). Jedná se o vodu ze srážek či v taliku, která tam zbyla po odvodnění jezera, nebo jde o tavnou vodu, která se vsakuje do činné vrstvy během jara. Zdrojem také může být vedlejší vodní těleso. Obvykle tento typ vody vyvolává vznik ping uzavřeného systému.
- Výstupný artéský pramen – výstupný pramen vyvěrající s přetlakem ze zvodněných vrstev (Kettner, 1948). Subpermafrostová podpovrchová voda tekoucí v uzavřené zvodněné vrstvě intra\subpermafrostu (obrázek 15, A, B).
- Výstupný pramen na zlomu – voda vytéká puklinami v nepropustné vrstvě, vystupuje podél zlomu proti směru gravitace (Kossl et Chabera, 1999). Voda je přiváděná zlomy. Geologické poruchy směřují vodu k místu, kde vzniká pingo (obrázek 15, C).



**Obrázek 15** Zdroje vody vyživující pingo: A – Voda z ledovce s teplou bází se vsakuje pod povrch a teče k pingu v zóně subpermafrostu díky hydraulickému tlaku. B – Voda teče k místu pingu v intrapermafrostové zóně pod aluviálním kuželem díky hydraulickému tlaku. C – Voda přitéká k bázi pingu přes poruchu podložní hornině.

Výstupní artéský pramen a výstupní pramen na zlomu jsou nezbytné pro vývoj ping uzavřeného systému.

Polohové, morfologické a vybrané environmentální charakteristiky (Příloha 1) ping a lokalit, v nichž se vyskytují, byly čerpány z 26 odborných článků nalezených ve webových databázích (Web of Science, Scopus). Kromě článků byly využity též odborné knihy Hugh M. French (2007) „The Periglacial Environment“, a Colin K. Ballantyne (2018) „Periglacial Geomorphology“. Zkrácené citace článků, ze kterých byly přebírány morfometrické a polohové charakteristiky jsou uvedené v Příloze 1 ve sloupci „zdroj“. V případě, že v článku chyběly některé polohové informace a morfometrické charakteristiky, byly tyto údaje do nejvyšší možné míry doplněny vlastním měřením a odečtem z veřejných leteckých snímků umístěných na portálu Mapy.cz (Seznam.cz, a.s., 2021) nebo Google Earth Pro (Google, Inc. 2019). V případě, že se nedalo rozlišit pingo na leteckém snímku, nebo udané souřadnice nebyly dostatečně přesné, v tabulce příslušná hodnota chybí a je nahrazena mezerou.

Část údajů o mocnosti permafrostu a činné vrstvy pocházejí z databáze „National Snow and Ice Data Center (2021)“ či z jiných odborných článků, které tyto informace obsahují. Vedle takových údajů je v tabulce odkaz na jejich zdroj. Údaje o průměrné roční teplotě povrchu v lokalitě výskytu pinga byly odečteny z mapy „Permafrost Extent and Ground Temperature Map, 2000-2016, Northern Hemisphere Permafrost“ s prostorovým rozlišením 1 km (Obu, et al, 2018). Na další zdroje hodnot v tabulce je odkázáno pomocí číselných poznámek.

Mapa distribuce ping (obrázek 17) byla vytvořena v aplikaci ArcMap (ESRI, 2019). Podkladová mapa s rozšířením permafrostu byla převzata z The National Snow and Ice Data Center (NSIDC), následně byly do mapového projektu přidány tři vrstvy s polohami ping: dvě z nich jsou prostorová data z článků Grosse et Jones (2011) a Jones et al. (2012). Data z článku Jones et al. (2012) jsou využita především pro vytvoření mapy distribuce ping a nejsou zařazeny do hlavní tabulky (Příloha 1), ve výsledcích byla použita pouze informace o výškách ping a šířce jejich základny; databáze tohoto článku obsahuje 1247 ping. Ostatní vybrané polohové charakteristiky jsou v tomto článku zhodnoceny souhrnně, nejsou vztaženy pro jednotlivá pinga zvlášť. Článek Grosse et Jones (2011) také obsahoval souhrnnou metaanalýzu (6059 ping), z tohoto rozsáhlého souboru dat se daly získat údaje o výšce jednotlivých ping (n=3109 z 6059), údaje o nadmořské výšce lokalit jejich výskytu (n=3109 z 6059) a o průměrné roční teplotě (n=3109 z 6059) v dané lokalitě. Tyto údaje byly využity v části „Výsledky“. Třetí vrstva je založena na souboru ping (viz Příloha 1) získaných převzetím ze zdrojů uvedených v Příloze 1 ve sloupci „zdroj“.

V dalším kroku proběhlo základní statistické vyhodnocení získaných dat (Příloha 1) v programu Excel (Microsoft, 2019). Morfologie ping je vyjádřena jejich výškou a průměrem základny pinga. Při analýze vztahu morfologie ping a jejich okolních podmínek byla nejprve ověřena normalita dat pomocí Shapirova-Wilkova testu (obrázek 16). Parametry výška pinga, průměr základny pinga, nadmořská výška, mocnost permafrostu, mocnost činné vrstvy, MAAT, MAGT, MAP, vzdálenost pinga od vodní plochy a velikost jezera dle výsledku Shapirova-Wilkova testu nemají normální rozdělení (tabulka 4). Pro zjištění korelací mezi těmito parametry byl proto využit neparametrický Spearmanův korelační koeficient. Výsledné p-hodnoty Spearmanova koeficientu jsou interpretovány dle příručky Evans (1996). Dále byla otestována významnost korelačního koeficientu pomocí t-testu (Studentův test).

Mezi rozměry ping (výškou a průměrem základny) a polohou pinga v terénu, zdroji vody, typem sedimentu a genetickým typem pinga byl hledán vztah pomocí Kruskal-Wallisova testu. Pro všechny testy použité v této práci byla zvolena hladina spolehlivosti 95 %.

**Tabulka 4:** Výsledky Shapiro-Wilkova testu. Vytvořeno v Excel (2019).

	Výška ping	Šířka podorysu ping	Nadmořská výška	MAAT	MAGT	Mocnost činné vrstvy	Mocnost permafrostu	Rozměr jezera	Vzdálenost od vodní plochy
W-stat	0,87424840	0,79079195	0,40764247	0,86652351	0,935518	0,81487	0,91910238	0,87443	0,450523
p-value	0,00000055	0,00000002	0	0,00000001	0,000047	0,00000023	0,00000558	0,03181	0
alpha	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
normal	no	no	no	no	no	no	no	no	no

## 4. Výsledky

### 4.1 Poloha recentních ping

Všechna aktivní pinga se nacházejí na severním polokouli v oblasti permafrostu (obrázek 16). Většina aktivních ping zkoumaných v rámci literární rešerše se nachází na území Ruska v severní Asii. Pochází odtud 6059 ping (Grosse et Jones, 2011). Další velká skupina ping se nachází na Aljašce (3166 lokalit (Yoshikawa, 2008)) a na severu Kanady je 1500 ping (Mackay, 1966). V Grónsku bylo nalezeno kolem 70 ping (Worsley and Gurney, 1996), na Špicberkách je celkem 80 ping (Yoshikawa and Harada, 1995) (tabulka 5). Pinga byla též nelezena v Číně, a to ve dvou regionech: v severovýchodní části Číny a na Tibetské plošině (Burr et al., 2009).

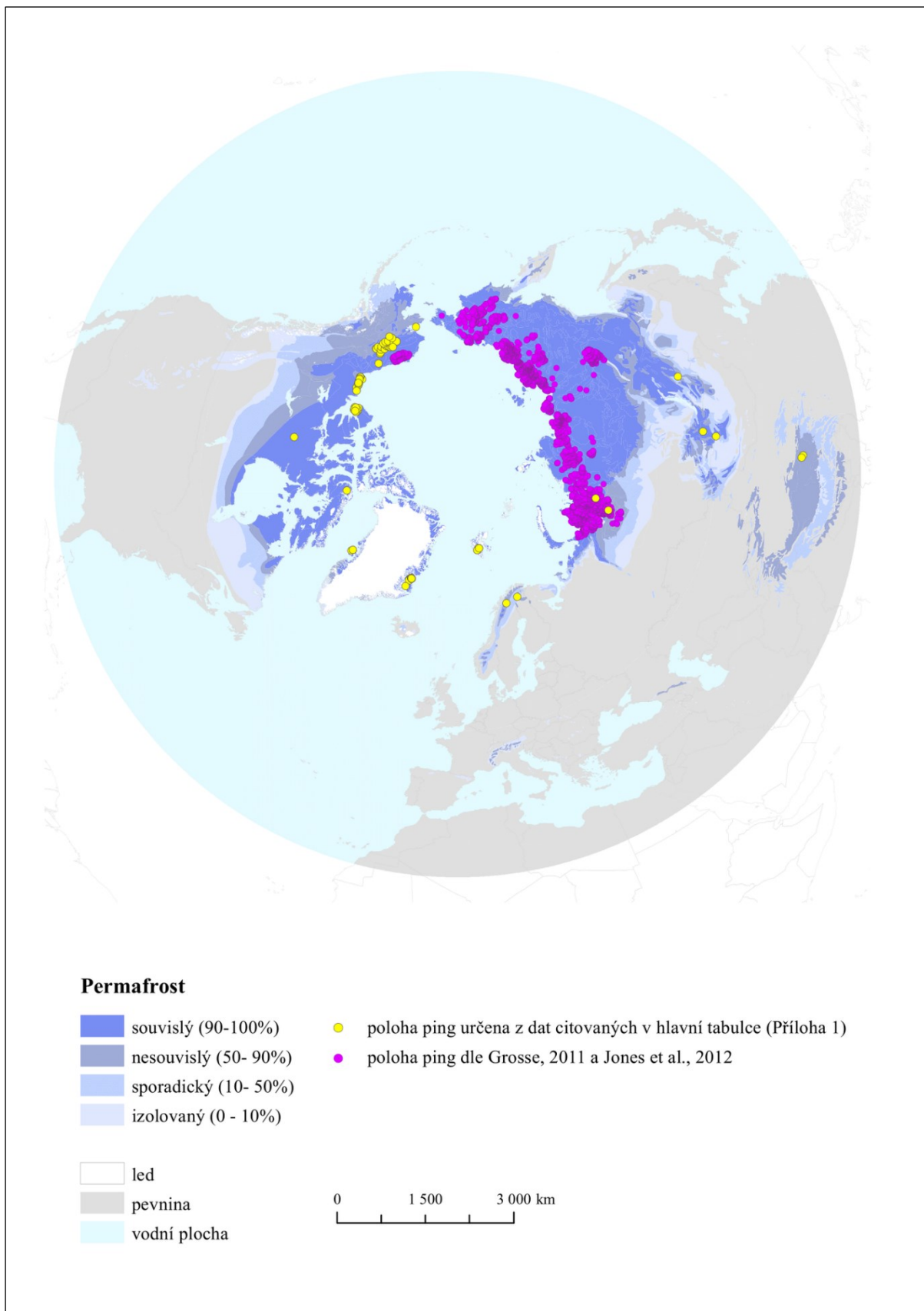
**Tabulka 5** Počet ping v jednotlivých částech světa a poloha nejsevernějších a nejjihnějších ping na jednotlivých světadílech nalezených v rámci literární rešerše.

\* V příslušném článku „Genetically Complex And Morphologically Diverse Pingos In The Fish Lake Area Of South West Banks Island, N.W.T., Canada“ (Gurney et.al, 1996) je uveden pouze rozsah zeměpisných délek výskytu ping v této oblasti.

\*\* V příslušném článku „Migrating pingos in the permafrost region of the Tibetan Plateau, China and their hazard along the Golmud–Lhasa railway“ (Wu et. al, 2005) není určena přesná poloha ping, pouze je definována lokalita výskytu.

Světadíl	Oblast	Počet studovaných ping v této oblasti	Souřadnice	
			Nejsevernější pingo	Nejjihnější pingo
Severní Amerika	Kanada	45 (Příloha 1) 1500 (Mackay, 1966)	74° s.š., 115-126° z.d.* (Banksův ostrov, západní Kanada)	64° 19' s.š. 102° 41' z.d. (Severozápadní teritoria, Kanada)
	Aljaška	28 (Příloha 1) 3166 (Yoshikawa, 2008)		
	Grónsko	22 (Příloha 1) 70 (Worsley et Gurney, 1996)		
Asie	Rusko	3 (Příloha 1) 6059 (Grosse et Jones, 2011)	68° 30' s.š. 79° 59' v.d (Gydanský poloostrov, Rusko)	32-37° s.š. 90-95° z.d. ** (Tibetská plošina, pohoří Tanggula)
	Mongolsko	2 (Příloha 1)		
	Čína	2 (Příloha 1)		
Evropa	Skandinávie	2 (Příloha 1)	77° 59' s.š. 14° 39' v.d. (Grøndalen, Západní Špicberky)	68° 47' s.š. 20° 48' v.d. (sever Švédska)
	Špicberky	7 (Příloha 1) 80 (Yoshikawa et Harada, 1995)		

Pinga na území Kanady jsou značně zastoupena na Tuktojaktuckém poloostrově, kde se nachází více než 1350 ping a oblast řeky Mackenzie s přibližně 70 pingy (Mackey, 1966). Na Aljašce se pinga vyskytují na severu území (1247 ping), jedná se převážně o pinga uzavřeného systému. 98 % ze 1247 studovaných ping na severu Aljašky vzniklo z odvodněných jezer v záplavovém území (Jones et al, 2012). Další pinga se nachází v centrální části Aljašky v Brooksovo pohoří a přiléhajícím Yukonském teritoriu (kolem 750 ping), zde jde o pinga otevřeného systému (Jorgenson et al, 2008). V Grónsku jsou pinga nejběžnější na východě území a na ostrově Trail (kolem 70 ping) (Worsley et Gurney, 1996), přibližně 28 ping je též doloženo na ostrově Disko (Yoshikawa 1996). V Evropě se pinga vyskytují pouze v nejsevernějších oblastech Skandinávie a na ostrovech Severního ledového oceánu (Lagerback and Rodhe, 1985). V rámci Ruska lze pinga nalézt ve značném množství v oblastech severní Sibíře, a to jak v rozlehlých lokalitách tundry, tak i na severním okraji tajgy (Grosse et Jones, 2011). K oblastem s největším zastoupením ping patří Severozápadní sibiřská nížina (1620 ping) a nížina Yana-Indigirka (1500 ping) (Grosse a Jones, 2011). Na území Mongolska se pinga nacházejí u jezera Sangin-Dalai, v kotlině Darhat, u jezer Tonkhil, Tsetseg, Khutagnuur, Borkhujir a v povodí řeky Nalaikh. Další mongolská pinga se nachází také v blízkosti řek Shiluust-Buyant, Zavkhan aimag, Kichgene, Terkin-Gol, Tes-Gol, Arsain-Gol či u řeky Shargin-Gol (Lomborinchen, 2000). Nejjižnější zjištěný výskyt pinga je v Číně na území Tibetské plošiny, východně od hory Tanggula, na souřadnicích 32-37 ° s.š. 90-95 ° z.d. (tabulka 5).



**Obrázek 16** Mapa rozložení ping. Poznámka: U ping označených žlutou barvou jsou přesně známy jejich polohové, morfometrické a environmentální charakteristiky a jsou předmětem dalších analýz (Příloha 1). Fialovou barvou jsou označena pinga z jiných zdrojů (Grosse et Jones, 2011; Jones et al., 2012). Podkladová mapa rozšíření permafrostu byla převzata z NSIDS (Brown et al., 2002).

Oblasti výskytu ping se rozkládají v nadmořských výškách od 8 m n. m. (severní Kanada, delta řeky Mackenzie) až do 4500 m n. m. (Čína, Tibetská náhorní plošina) (Příloha 1).

Nadmořská výška byla zjištěna u 3221 ping (112 ping z Přílohy 1 + 3109 ping z Grosse et Jones, 2011). Značné množství ping (n=2982) se nachází v nízkých polohách v nadmořských výškách do 200 m n m (tabulka 6); ve většině případů se jedná o pinga vzniklá v záplavových územích s četnými termokrasovými jezery v blízkosti mořského pobřeží, nebo v oblasti údolní nivy (často náležící meandrujícímu vodnímu toku) (Příloha 1; Grosse et Jones, 2011). Ke zmíněným nízko položeným lokalitám patří nejen severní teritoria Kanady, ale též lokality na Banksovo ostrově, na Špicberkách, v Rusku či v Grónsku. Nad hranicí 200 m n. m. převládá výskyt ping v podhůřích nebo v horských údolích (tabulka 6). Jedná se například o oblasti v Brooksově pohoří, v severní Skandinávii, na severu Mongolska v kotlině Drachad, v údolí řeky Tesín Gol, v pohoří Bulnajn a v Číně na Tibetské náhorní plošině (Příloha 1).

**Tabulka 6** Výskyt ping dle nadmořské výšky a polohy v terénu. Vytvořeno dle zdrojů specifikovaných v Příloze 1; +n\* data z článku „Spatial distribution of pingos in northern Asia“ (Grosse et Jones, 2011), kde je nadmořská výška uvedena pouze u 3109 případů z celkového souboru dat (6059 ping). Data o nadmořské výšce těchto ping nebyla zařazena do tabulky, protože se u nich nedalo spočítat procentuální zastoupení polohy v terénu. Polohové charakteristiky z tohoto článku jsou popsány v následujícím textu.

Nadmořská výška (m n. m.)	Počet lokalit	Poloha pinga		
		Záplavové území s termokrasovými jezery	Říční údolí	Horské údolí
0-200	77 (Příloha 1) +2905*	37 (48 %)	11 (14,3 %)	29 (36,4 %)
200-450	9 (Příloha 1) +113*	–	–	9 (100 %)
450-600	13 (Příloha 1) +37*	–	1 (22 %)	12 (78 %)
600-750	7 (Příloha 1) /+38*/	1 (8 %)	–	6 (92 %)
750-900	0 (Příloha 1) +14*	–	–	–
900-1200	1 (Příloha 1) +2*	–	1 (100 %)	–
1200-1600	1 (Příloha 1)	–	1 (100 %)	–
>1600	4 (Příloha 1)	–	4 (100 %)	–

Většina ping na území Ruska se nachází v nížinách Taymyr a Khatanga-Anabar a v záplavových územích s velkým počtem termokrasových jezer v Severovýchodní Sibíři (n=4083 z 6059, Grosse et Jones, 2011). V údolích a deltách řek Leny, Yany, Indigirky,

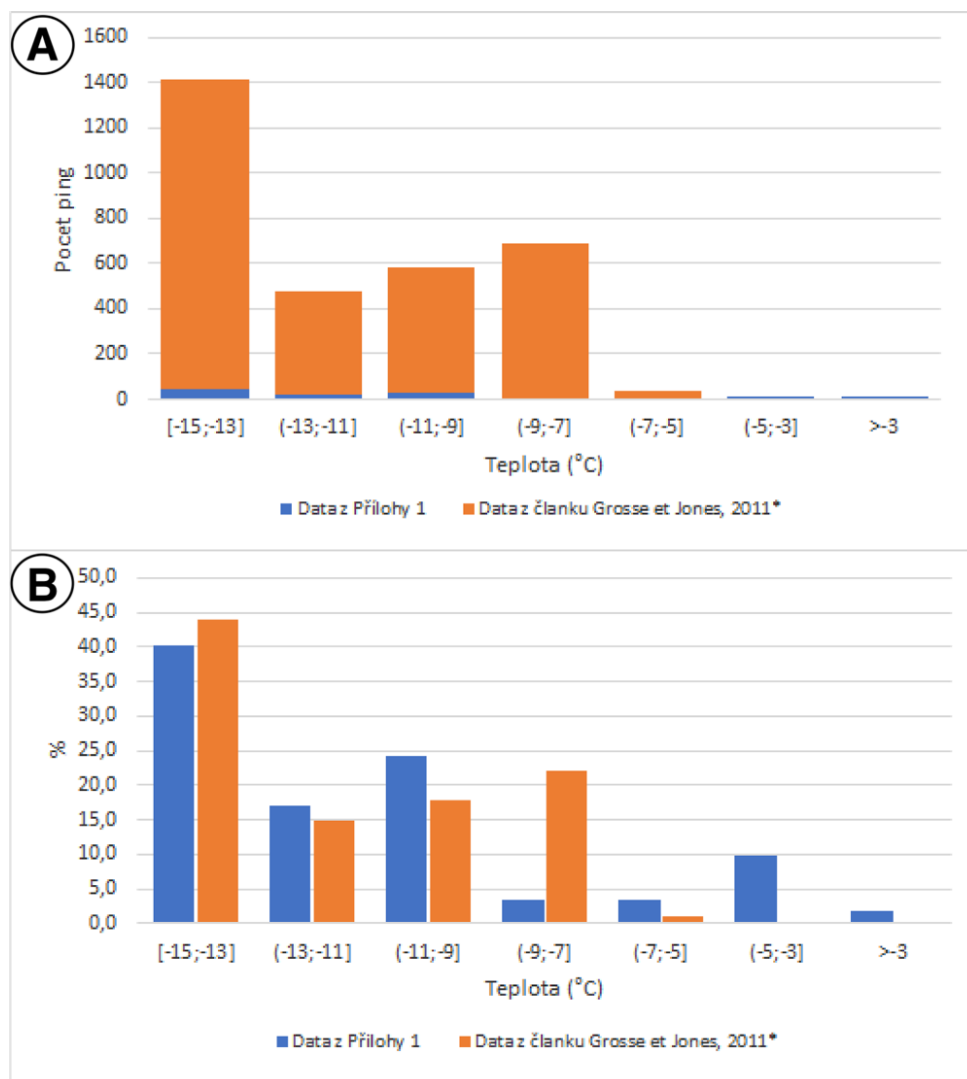
a Kolymy se nachází 754 z 6059 ping (Grosse et Jones, 2011). Mezi horské oblasti výskytu ping patří náhorní plošina Putorana (n=51 z 6059) a hory Čukotky (n=158 z 6059) (Grosse et Jones, 2011).

#### **4.2 Klimatické podmínky a charakteristika permafrostu v okolí ping**

Nejnižší průměrná roční teplota vzduchu (MAAT) výskytu ping je  $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ , tyto lokality se nacházejí v Rusku v Jakutské oblasti a v příbřežních zónách severní Sibíře (Grosse et Jones, 2011).

Nejvyššíprůměrná roční teplota vzduchu MAAT je v Norsku na náhorní plošině Finnmarksvidda ( $0^{\circ}\text{C}$ ) (Svensson, 1969; Příloha 1). Průměrná MAAT všech zkoumaných lokalit je  $-12,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  (n=112, Příloha 1 +3109, Grosse et Jones, 2011). Výskyt v Rusku (Grosse et Jones, 2011) je podobně jako v celém světě (Příloha 1) soustředěn do oblastí s rozmezím MAAT přibližně od  $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$  do  $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Obrázek 17).

Analýza rozložení ping ve vztahu k průměrným ročním úhrnům srážek (MAP) ukazuje, že pinga vznikají v oblastech s MAP od 33 mm do 1000 mm, průměrná hodnota je 216 mm (n=87 z 112; Příloha 1). Nejmenší úhrny srážek (33–100 mm) byly pozorovány v údolích na severovýchodě Grónska a na Banksovo ostrově v západní kanadské Arktidě. Největší srážkové úhrny mají naopak pinga na severu Norska (1000 mm, Příloha 1). Většina aktivních ping se rozkládá v oblastech s úhrny od 33 mm do 400 mm (n=78, Příloha 1) (Obrázek 18), přičemž se zvyšujícím se množstvím srážek klesá počet ping (Obrázek 18).



**Obrázek 17** Rozdělení ping dle rozsahu průměrných ročních teplot vzduchu.

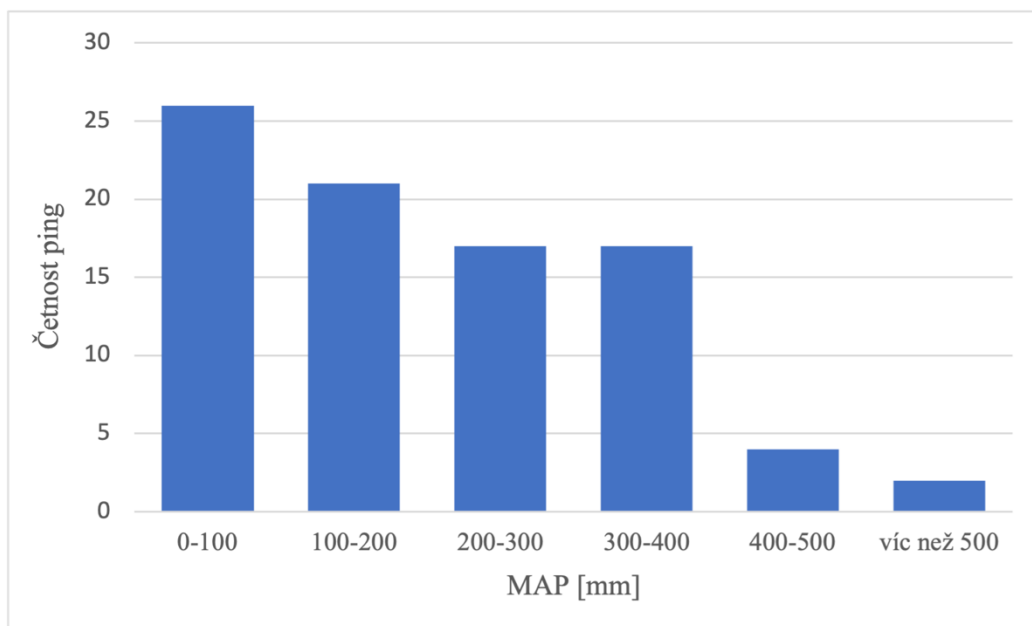
Modré sloupce – data z přílohy 1 s průměrnými teplotami vzduchu pro vybraná pinga ze všech oblastí,  $n=112$ .

Oranžové sloupce – data ze článku „Spatial distribution of pingos in northern Asia“ (Grossie et Jones, 2011) s průměrnými ročními teplotami vzduchu ping v Rusku,  $n=3109$ .

Graf A – absolutní četnost ping; Graf B – relativní četnost a procentuální zastoupení ping v Rusku (Grossie et Jones, 2011) a vybraných ping ze všech oblastí (Příloha 1)

Vzhledem k tomu, že datový soubor ze článku Grosse, 2011 je mnohem rozsáhlejší než soubor v příloze 1, jsou na obrázku č.14 představeny grafy absolutní (graf A) a relativní (graf B) četnosti rozložení ping v daných teplotních intervalech.

Analýza distribuce ping v Rusku také naznačuje postupný pokles počtu ping při růstu srážkových úhrnů z 100 na 425 mm (Grosse et Jones, 2011). Naopak severní pobřežní nížiny Ruska s velmi nízkým množstvím ročních srážek mají nejhojnější výskyt ping. Vztah ruských ping k MAAT a MAP dokládá, že výskyt ping je nejběžnější v regionech s vysoce kontinentálním, chladným a relativně suchým podnebím (Grosse et Jones, 2011).

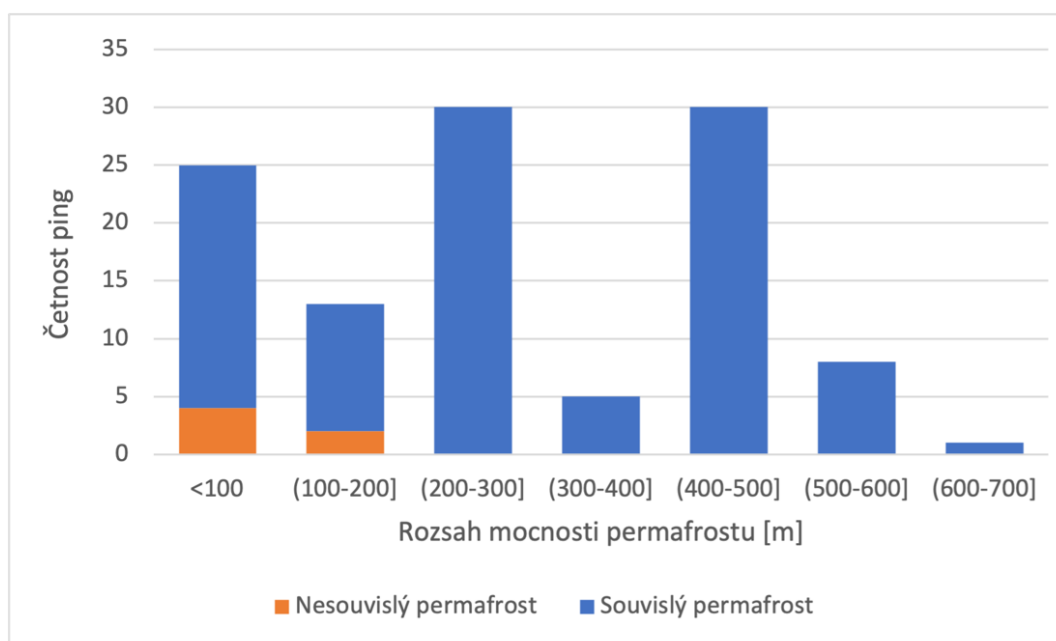


**Obrázek 18** Četnostní rozdělení počtu ping vzhledem k průměrným ročním srážkovým úhrnům ( $n=87$  z 109; Příloha 1)

Pinga vznikají v oblastech s průměrnou roční teplotou povrchu (MAGT) od  $-10$ , do  $0$  °C, aritmetický průměr odpovídá hodnotě  $-5,8$  °C ( $n=110$  z 112; Příloha 1). Většina ping v Rusku je omezena na oblasti permafrostu s MAGT mezi  $-11$  a  $-3$  °C (92,1 %; Grosse et Jones, 2011). Průměrné roční teploty oblastí s největším zastoupením ping jsou v rozmezí od  $-11$  do  $-9$  °C (31,9 %; Grosse et Jones, 2011)

Zkoumaná pinga se nacházejí v zónách souvislého, ale též nesouvislého permafrostu (obrázek 16; obrázek 19), přičemž jeho průměrná mocnost v místech výskytu ( $n=109$ , Příloha 1) je 305,5 m. Převážná část ping se nachází v souvislém permafrostu (95,4 %,  $n=104$  z celkových 109; Příloha 1), místo s největší celkovou mocností permafrostu (700 m) se nachází na Baffinovo ostrově. Naopak nejmenší mocnosti permafrostu (11 m) je dosaženo na severu Mongolska v pohoří Bulnajn (pingo č. 77; Příloha 1). Na nesouvislém permafrostu se vyskytuje 6 ping z celkových 112 (5,4 %; Příloha 1), v tomto případě se jedná o severní oblasti Mongolska (pohoří Bulnajn, kotlina Darchad a údolí řeky Tesin gol), centrální Zabajkalí v Rusku a sever Norska a Švédska.

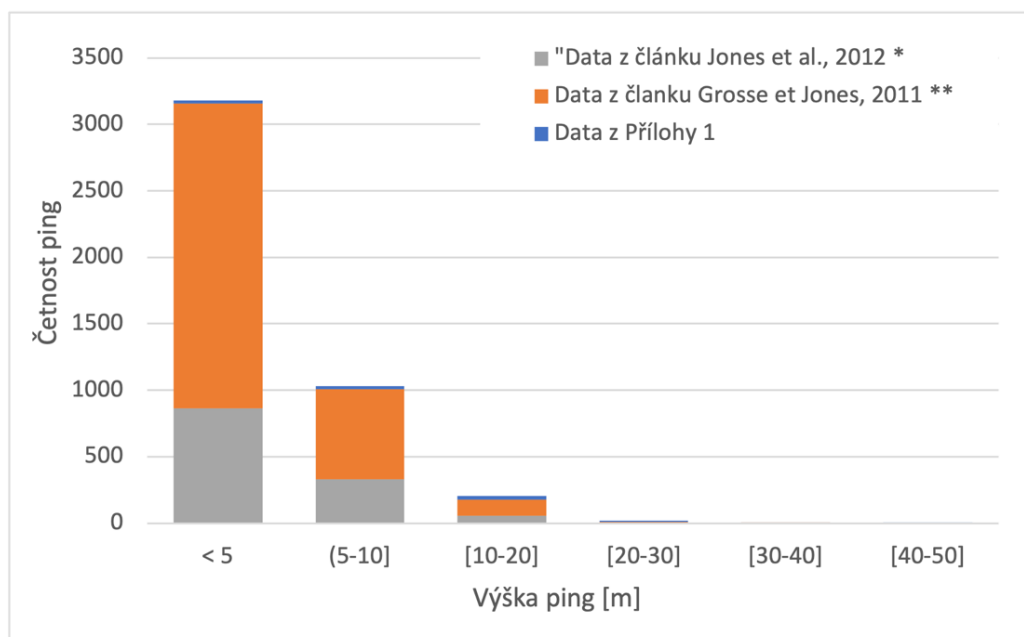
Mocnost činné vrstvy na lokalitách s výskytem ping se pohybuje v rozmezí od 25 do 150 m, průměrná hodnota je 67,8 m (Příloha 1). Činná vrstva má nejmenší mocnost na Tuktojaktuckém poloostrově u Liverpoolského zálivu (Beaufortovo moře). Největší mocnosti činné vrstvy v oblastech výskytu ping je dosaženo na západě Grónska a v kotlině Drachad na severu Mongolska (Příloha 1). Vysoké mocnosti činné vrstvy (500 cm až 1750 cm) jsou popsány také v Rusku (Grosse et Jones, 2011).



*Obrázek 19 Zastoupení ping dle typu a mocnosti permafrostu (n= 112; Příloha 1)*

### 4.3 Morfologie a vývojová stadia ping

Půdorys ping je znám pouze u 66 případů ze souboru o 112 členech (Příloha 1). Nejčastější půdorys je kruhového (30 ping) nebo elipsovitého (27 ping) tvaru. Existují však i další (nepravidelné) formy (9 ping), jako jsou například pinga ve tvaru půlměsíce (Mackay, 1998). Údaj o výšce ping byl zjištěn celkem u 4442 ping, a to u 86 ping z 112 z Přílohy 1, 3109 ping z 6059 ze článku Grosse et Jones (2011) a u 1247 ping ze článku Jones et al., (2012). Průměrná výška pinga je 4,9 m, medián je 4 m (n=4442). Největší množství ping (3179 z 4442) spadá do výškové kategorie „méně než 5 m“ (obrázek 20). Nejnižší je pingo č. 73 (Příloha 1) o výšce pouze 0,95 m. (Samotná malá výška ping bez zohlednění dalších specifických tvarových charakteristik může být vázána na určitou fázi vývoje pinga).

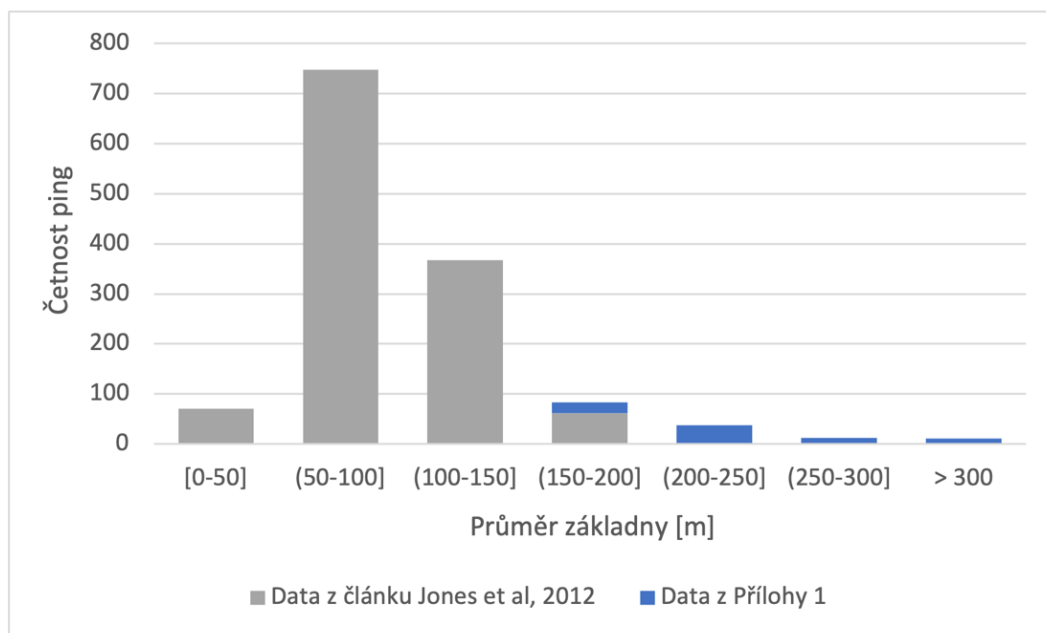


**Obrázek 20** Výškové kategorie ping (n=4442). Údaje o výšce ping v Příloze 1 jsou známy u 86 ping z celkových 112.

\* Data o výšce kanadských ping ze článku "Assessment of pingo distribution and morphometry using an IfSAR derived digital surface model, western Arctic Coastal Plain, Northern Alaska" (Jones et al, 2012), n=1247 ping.

\*\*Data o výšce Ruských ping ze článku „Spatial distribution of pingos in northern Asia“ (Grosse et Jones, 2011), n=3109 ping z 6059.

Nejvyšší pingo Peninsula Point Pingo dosahuje 50 m, druhé nejvyšší pingo Ibyuk je 49 m vysoké (Příloha 1). Obě se nacházejí na poloostrově Tuktojaktuk v přírodní oblasti „Pingo Canadian Landmark“. Radiokarbonové datování svrchní vrstvy organického materiálu pinga Ibyuk ukázalo, že jeho věk může dosahovat  $12000 \pm 300$  let (Muller, 1962). Průměr základny ping byl vypočítán u 1329 ping (n=82 ze 112, Příloha; n=1247, Jones et al., 2012). Rozsah průměru základny je od 2,2 m až po 780 m a aritmetický průměr činí 102,6 m, medián 90 m. Nejpočetnější jsou pinga s průměrem základny 50 až 100 m, se zvětšujícím se průměrem počet ping klesá (obrázek 21). Nejmenší průměr má erodované pingo na severu Norska, v údolí řeky Corgosjokka (pingo č. 73, Příloha 1), naopak největší je Ny Pingo v údolí Grøndalen na západních Špicberkách.



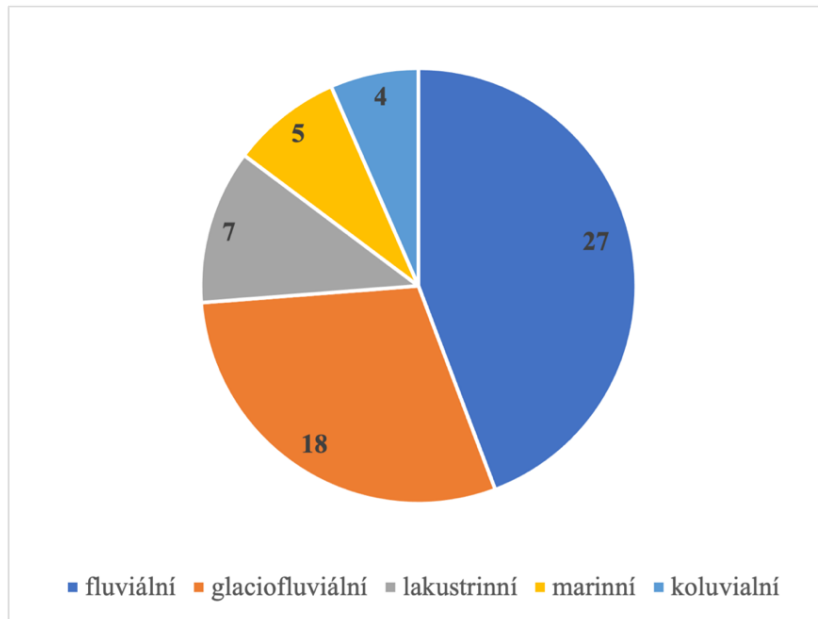
**Obrázek 21** Šířkové kategorie ping (četnost ping dle průměru jejich základny),  $n=1329$

Data o průměru základny ping jsou brána ze článku "Assessment of pingo distribution and morphometry using an IfSAR derived digital surface model, western Arctic Coastal Plain, Northern Alaska" (Jones et al, 2012),  $n=1247$  ping a z Přílohy 1,  $n=82$  z 112 celkových.

Z hlediska vývojového stadia spadá největší počet ping do kategorie „kolabující“ ( $n=35$ , Příloha 1). Neporušených ping je 14, mírně kolabujících 24, erodovaných 11 (Příloha 1), přičemž průměrná výška erodovaných ping je jen 4 m, narozdíl od neporušených ping, jejichž průměrná výška je 12,2 m (Příloha 1).

#### 4.4 Sedimentologická charakteristika

Sedimenty nalezené v oblasti výskytu ping byly geneticky rozděleny na několik základních typů: lakustrinní (u termokrasových jezer), marinní (na mořském pobřeží), glaciofluviální (till), fluviální (v říčních nivách širokých rovin a dnech horských údolí) a aluviální sedimenty ( $n=77$  z 112, Příloha 1). Zrnitostní charakteristiky sedimentů jsou velmi různorodé, sedimenty se skládají jak z jemnozrnných jíílů a písků, tak z hrubších částic u šterkopísků a šterků (Příloha 1). Jedna skupina ping v Brooksovo pohoří ( $68^{\circ} 1' \text{s.š.}$ ,  $147^{\circ} 41' \text{z.d.}$ ) vznikla na nepřilíš mocných sedimentech tvořených hrubozrnnou skalní sutí uloženou nad intruzivním skalním podložím (Hamilton and Obi, 1982).



**Obrázek 22** Četnost ping vzniklých v jednotlivých sedimentačních pokryvech ( $n=61$  z 112, Příloha 1)

V severních částech Ruska většina ping vznikla v nížinných oblastech s lakustrinními a aluviálními sedimenty (2525 z 6059 ping, 41,7 %; Grosse et Jones, 2011), 25,7 % ping bylo nalezeno v glaciálních a glaciofluviálních sedimentech. V aluviálních sedimentech říčních niv a říčních údolí se nachází 754 ping (12,4 %), (Grosse et Jones, 2011). Zbytek ping se pak vyskytuje v horských oblastech v glaciálních a koluvialních sedimentech (Grosse et Jones, 2011).

#### 4.5 Hydrodynamické podmínky

Jedním ze základních mechanismů ovlivňujících vznik a vývoj ping jsou hydrodynamické podmínky určované podobou vodního zdroje. Ze studovaných ping (Příloha 1) je na volnou (gravitační) podzemní vodu vázáno 12 ping, na výstupní artéský pramen 20 ping a na výstupní pramen na zlomu 10 ping (Příloha 1).

Údaje o zdroji vody posloužily pro analýzu 42 ping ze 112, pro které byla tato informace uvedena (Příloha 1). Pinga, jež jsou vázána na volnou podzemní vodu, se nachází v severní části Kanady, v Tuktoyaktuku, blízko řeky Mackenzie (11 ping) a jedno bylo popsáno v Rusku na Tasovském poloostrově blízko řeky Yevayakha. Všechna tato pinga jsou uzavřeného typu a vytvořila se v odvodněných jezerních pánvích v jejich blízkosti. Oblast řeky Yevayakha se vyznačuje vysokou bažinatostí, a tudíž vodou vysoce nasycenými sedimenty s dostatkem vody pro růst hydrostatického pinga. Průměrná velikost jezer, ve kterých vznikla hydrostatická pinga se pohybuje v rozmezí od 400 m do 1060 m se střední hodnotou 761,4 m ( $n=11$ ; Příloha 1).

Pinga napojená na artéský pramen (n=20; Příloha 1) jsou popsána v Grónsku (12 ping), na Špicberkách (4 pinga), na severozápadě Mongolska (3 pinga) a jedno pingo v Švédsku. Pinga v Grónsku jsou soustředěna do několika lokalit. Pět z dvanácti ping vznikly ve východním Grónsku v kraji Sermersooq. V údolích východního Grónska se pinga vytvořila v oblastech

s maximální akumulací podzemní vody, která se hromadila ve vrstvách intra- nebo subpermafrostu (Cruickshank et Colhoun, 1965). Tato pinga se vytvořila v úpatí svahu Schuchertdal, a to pravděpodobně tam, kde je hydrostatický tlak největší. Nad pingem se nachází svah s převýšením 1000 metrů, jehož hřeben je podstatně vyšší než v ostatní části údolí, voda zde pravděpodobně proudí pod velkým tlakem (Cruickshank et Colhoun, 1965). Čtyři z dvanácti ping se nacházejí na ostrově Traill, na dně údolí Karup, nebo na jeho svazích, které stoupají do nadmořské výšky 1000 m (Worsley et Gurney, 1996). Další tři pinga vyrostla ve fjordové oblasti ostrova Disko v údolí se strmými svahy, kde vrcholy dosahují výšky 2000 m n. m. (Donner, 1978). Pinga na Špicberkách (4) jsou lokalizována na dně údolí Adventdalen a Reindalen, kde byl ověřen výskyt artéského pramene ve subpermafrostové vrstvě. Tento pramen proudící pod hydraulickým tlakem se podílel na vzniku ping otevřeného systému (Matsuoka, et al, 2004). Další tři pinga se vyskytují v severozápadním Mongolsku: na aluviálním kuželu v údolí řeky Tesin gol ve výšce 1780 m n. m., v kotlině Darchad ve výšce 1549 m n. m. a u hory Bunlayn ve výšce 2000 m n. m. Poslední lokalita je na severu Švédska, tato pinga se nachází v oblastech s vyvýšeným reliéfem s výskytem artéského pramene. Všechna zde uvedená pinga jsou otevřeného systému.

Na Banksovo ostrově v nížině řeky Sachs vzniklo 5 ping s vazbou na výstupní minerální pramen vyvěrající skrz glaciofluvialní sedimenty (příloha 1; Gurney et Worsley, 1996). Tato pinga jsou rozmístěna v reliéfu lineárně: pinga vyrostla v řetězci podél předpokládaného průběhu zlomové linie. Tento specifický charakter výskytu je spojen s přítomností geologické poruchy ovlivňující dispozici pinga (Gurney et Worsley, 1996). Kromě toho jsou popsána tři pinga vázaná na výstupní pramen na zlomu v horských údolích na Špicberkách spojená s poruchovou zónou v podloží a napájená hlubinnou vodou ze subpermafrostové zóny (Matsuoka, 2004).

Informace o možné přítomnosti vodní čočky byla pouze u 13 z 109 ping, přičemž byla potvrzena u 10 z nich; všechna tato pinga s přítomností vodní čočky přísluší k typu ping s uzavřeným systémem (Příloha 1). Zmíněná pinga s vodní čočkou se vyskytují v záplavovém území na Tuktojaktuckém poloostrově v Kanadě a vznikla v pánvích odvodněných jezer (Mackey, 1973, 1998)

Oblasti s vysokým zastoupením ping uzavřeného systému jsou v Kanadě v povodí řeky Mackenzie i na Tuktojaktuckém poloostrově (Jones et al., 2012) a v severní části Ruska (Grosse et Jones, 2011). Na Aljašce, v Brooksovo pohoří převládají pinga otevřeného systému (Příloha 1).

#### 4.6 Vegetační podmínky

Údajů o vegetačním pokryvu na povrchu ping či v jejich blízkém okolí bylo nalezeno velmi málo (18 ping z 112) (Příloha 1). V sušších podmínkách byla na pingách nalezena dryádka osmiplátečná (*Dryas octopetala*), v podmínkách vlhčího prostředí se vyskytovaly plazivé keříčkovité porosty medvědice alpské (*Arctous alpina*). Dalšími zjištěnými dominantními druhy byla kasiope čtyřhranná (*Cassiope tetragona*) a vrba arktická (*Salix arctica*), přičemž pokryvnost svahů pinga těmito rostlinami je (20–80 %) (tabulka 7). Ve většině případů byla pinga pokryta vegetací pouze minimálně, rostl na nich zejména lišejník (*Lichen*) a rašeliník (*Sphagnum*).

Tabulka 7 Zastoupení vegetace na pingách. Zdroj: Příloha 1

číslo lokality\ pinga	lokality	zeměpisná šířka [°]	zeměpisná délka [°]	vegetační pokryv	Zdroje
3	Tuktoyaktuk	69°20' s.š.	133°30' z.d.	vrby	(Mackay, 1998)
4	Tuktoyaktuk	69°21' s.š.	133°30' z.d.	vrby	(Mackay, 1998)
9	east of Tuktoyaktuk, N. W. T	69°30' s.š.	132°50' z.d.	tráva	(Mackay, 1998)
16	Grónsko, Sermersooq	71°80' s.š.	24°30' z.d.	dryádka osmiplátečná a medvědice alpská (pokr. 40-50 %)	(Cruickshank et Colhoun, 1965)
17	Grónsko, Sermersooq	71°76' s.š.	24°30' z.d.	dryádka osmiplátečná a lišejník, (pokr. 70 %)	(Cruickshank et Colhoun, 1965)
18	Grónsko, Sermersooq	71°70' s.š.	24°30' z.d.	lišejníky, kasiop čtyřhranná, dryádka osmiplátečná, vrba arktická, (pokr. 75 %)	(Cruickshank et Colhoun, 1965)
19	Grónsko, Sermersooq	71°66' s.š.	24°30' z.d.	kasiop čtyřhranná, bříza zakrslá (pokr. 20-80 %)	(Cruickshank et Colhoun, 1965)
40	Brooks Rande, Chandalar	67°06' s.š.	147°04' z.d.	bez vegetace	(Hamilton et Obi, 1982)
72	Mala river, Baffin Island	72°56' s.š.	81°21' z.d.	bez vegetace	(Scotter, 1985)
71	Seward Peninsula, Alaska, Kitluk river	66°34' s.š.	164°18' z.d.	bříza zakrslá, <i>Dryas integrifolia</i>	(Edwards, 2012)
73	Norway	70' s.š.	26' v.d.	tráva, lišejník	(Svensson, 1969)
76	northernmost sweden	68°47' s.š.	20°48' z.d.	šicha černá, lišejník	(Lagerback et Rodhe, 2006)
<b>Pescovoje pingo</b>	Tazovskiy Poluostrov, Západosibiřská rovina	66°10' s.š.	76°30' z.d.	ostřice	(Vasilchuk et Budantceva, 2010)
<b>Aklisuktuk pingo</b>	Tukojaktik, východně od Makenzie river	69°04' s.š.	134°20' z.d.	vrby	(Mackay, 1998)
<b>Fili pingo</b>	Grøndalen, Nordenskiöld Land (West Spitsbergen)	77°59' s.š.	14°39' z.d.	bez vegetace	(Demidov et al., 2019)
<b>Ibyuk pingo</b>	Tuktoyaktuk, N.W.	69°23' s.š.	133°4' v.d.	vrby	(Mackay, 1998)
<b>Mongot pingo</b>	Tes Valley, northwestern Mongolia	49°20' s.š.	98°14' z.d.	tráva	(Yoshikawa, 2013)
<b>Porshild pingo</b>	Tukojaktuk	69°10' s.š.	134°04' v.d.	vrby	(Mackay, 1988)

## 5. Vztahy mezi morfologií ping a environmentálními charakteristikami

Prvním ze sledovaných ukazatelů byla korelace mezi výškou ping a průměrem jejich základny. Za využití Spearmanova korelačního koeficientu byla prokázána silná lineární závislost těchto charakteristik ( $r_{Sp}=0,67$ ;  $n=79$ ;  $p=0,000000002$ ) (tabulka 8).

**Tabulka 8** Výsledky Spearmanova korelačního koeficientu.  $r_{Sp}$  – Spearmanův koeficient,  $n$  – počet pozorování,  $p$  – hodnota testu. Testování významnosti korelačního koeficientu bylo provedeno pomocí  $t$ -testu (Studentův test). V testu byl použit 95% interval spolehlivosti

	Výška pinga	Průměr základny pinga
Výška pinga	-	Silná kladná korelace ( $r_{Sp}=0,67$ ; $n=79$ ; $p=0,000000002$ )
Průměr základny pinga	Silná kladná korelace ( $r_{Sp}=0,67$ ; $n=79$ ; $p=0,000000002$ )	-
Nadmořská výška	Neprokázala se lineární korelace ( $r_{Sp}=0,12$ ; $n=86$ ; $p=0,27$ )	Neprokázala se lineární korelace ( $r_{Sp}= -0,075$ ; $n=86$ ; $p=0,49$ )
Mocnost permafrostu	Neprokázala se lineární korelace ( $r_{Sp}= -0,13$ ; $n=86$ ; $p=0,25$ )	Neprokázala se lineární korelace ( $r_{Sp}= -0,02$ ; $n=82$ ; $p=0,88$ )
Mocnost činné vrstvy	Neprokázala se lineární korelace ( $r_{Sp}= 0,13$ ; $n=58$ ; $p=0,3$ )	Neprokázala se lineární korelace ( $r_{Sp}= 0,19$ ; $n=56$ ; $p=0,16$ )
MAAT	Slabá kladná korelace ( $r_{Sp}= 0,26$ ; $n=86$ ; $p=0,013$ )	Neprokázala se lineární korelace ( $r_{Sp}= 0,17$ ; $n=82$ ; $p=0,12$ )
MAGT	Střední kladná korelace ( $r_{Sp}= 0,42$ ; $n=85$ ; $p=0,00006$ )	Neprokázala se lineární korelace ( $r_{Sp}= 0,15$ ; $n=80$ ; $p=0,16$ )
MAP	Slabá kladná korelace ( $r_{Sp}= 0,25$ ; $n=85$ ; $p=0,02$ )	Neprokázala se lineární korelace ( $r_{Sp}= -0,11$ ; $n=80$ ; $p=0,34$ )
Vzdálenost od vodní plochy	Neprokázala se lineární korelace ( $r_{Sp}= 0,2$ ; $n=66$ ; $p=0,1$ )	Neprokázala se lineární korelace ( $r_{Sp}= 0,15$ ; $n=66$ ; $p=0,23$ )
Velikost jezera	Neprokázala se lineární korelace ( $r_{Sp}= 0,33$ ; $n=14$ ; $p=0,24$ )	Silná kladná korelace ( $r_{Sp}= 0,77$ ; $n=13$ ; $p=0,002$ )

Z geomorfologického hlediska byla prokázána závislost mezi výškou ping a jejich polohou v reliéfu (záplavové území s jezery/ říční údolí/ horské údolí). Výsledek Kruskal-Wallisova testu poukazuje na to, že jsou mediány výšek ping nacházejících se v horských oblastech téměř třikrát větší než výšky ping vzniklých v říčních údolích nížinných oblastí ( $p=0,0009$ ) (tabulka 9).

**Tabulka 9** Výsledek Kruskal–Wallisova testu pro parametry: výška pinga a jeho poloha v krajině. U skupin „horské údolí“ a „říční údolí“ je p-hodnota (0,0092) menší než hladina spolehlivosti 0,05. Byl prokázán rozdíl mezi mediány výšek ping nacházejících v horském údolí a v říčním údolí. Vypočítáno v Excelu, data jsou brána z Přílohy 1.

Kruskal-Wallis Test						
	Záplavové území s jezery	Horské údolí	Říční údolí			
median	11	13	5			
rank sum	1599	1763,5	378,5			
count	38	33	15			
r <sup>2</sup> /n	67284,237	94240,371	9550,817			
	p-value	alpha	sig			
	0,0012	0,05	yes			
group 1	group 2	R mean	std err	q-stat	p-value	R-crit
Záplavové území s jezery	Horské údolí	11,36045	4,20130	2,70403	0,13635	13,96722
Záplavové území s jezery	Říční údolí	16,84561	5,38398	3,12884	0,07010	17,89905
Horské údolí	Říční údolí	28,20606	5,49821	5,13005	<b>0,00092</b>	18,27880

Výšku ping pravděpodobně ovlivňují klimatické charakteristiky, jako jsou MAAT, MAGT a MAP (tabulka 8). Středně silná kladná korelace ( $r_{Sp} = 0,42$ ;  $n = 85$ ;  $p = 0,00006$ ) byla zjištěna mezi výškou ping a průměrnými ročními teplotami povrchu (MAGT); s rostoucí MAGT se tedy může zvětšovat výška ping (tabulka 8). Mezi výškou ping a MAAT či MAP je pouze slabá kladná korelace, přičemž mezi těmito parametry (MAAT a MAP) a šířkou ping se neprokázala závislost (tabulka 8).

Všechna studovaná pinga (Příloha 1) nacházející se v horských údolích jsou otevřeného systému ( $n = 27$ ). V záplavovém území s jezery převládají pinga uzavřeného systému ( $n = 27$  z 31, 87 %), což odpovídá podstatě hydrostatických procesů probíhajících v podjezerních talicích v termokrasovém prostředí (Ballantyne, 2018)

**Tabulka 10** Výsledky Shapiro-Wilkova testu a Kruskal-Walisova testu. Vytvořeno v programu Excel, data jsou brána z Přílohy 1.

<b>Výška pinga</b>		
<b>Přírodní podmínky</b>	<b>Shapiro-Wilk Test</b>	<b>Kruskal-Wallis Test</b>
<b>Poloha pinga v reliéfu</b>	záplavové území s jezery (n=38; p= 0,00001; norm. rozdělení – ne) říční údolí (n=15; p=0,002; norm. rozdělení – ne) horské údolí (n=33; p=0,008; norm. rozdělení – ne)	n=86; p=0,001; signifikace dat – ano
<b>Genetický typ pinga</b>	otevřený systém (n=41; p=0,003; norm. rozdělení – ne) uzavřený systém (n=33; p=0,00002; norm. rozdělení – ne)	n=74; p=0,42; signifikace dat – ne
<b>Genetický typ sedimentu</b>	lakustrinní sedimenty (n=6; p=0,009; norm. rozdělení – ne) fluviální sedimenty (n=25; p=0,009; norm. rozdělení – ne) glaciofluviální sedimenty (n=18; p=0,000002; norm. rozdělení – ne) marinní sedimenty (n=5; p=0,91; norm. rozdělení - ano) koluviální sedimenty (-)*	n=54; p=0,001; signifikace dat – ano
<b>Typ vodního zdroje</b>	volná (gravitační) voda (n=12; p=0,46; norm. rozdělení – ano); výstupný artéský pramen (n=20; p=0,13; norm. rozdělení – ano); výstupný pramen na zlomu (n=10; p=0,011; norm. rozdělení – ne)	n=42; p=0,009; signifikace dat – ano
<b>Průměr základny pinga</b>		
<b>Přírodní podmínky</b>	<b>Shapiro-Wilk Test</b>	<b>Kruskal-Wallis Test</b>
<b>Poloha pinga v reliéfu</b>	záplavové území s jezery (n=34; p= 0,003; norm. rozdělení – ne) říční údolí (n=14; p=0,08; norm. rozdělení – ano) horské údolí (n=34; p=0,00001; norm. rozdělení – ne)	n=82; p=0,22; signifikace dat – ne
<b>Genetický typ pinga</b>	otevřený systém (n=40; p=0,000002; norm. rozdělení – ne) uzavřený systém (n=28; p=0,005; norm. rozdělení – ne)	n=68; p=0,93; signifikace dat – ne
<b>Genetický typ sedimentu</b>	lakustrinní sedimenty (n=6; p=0,22; norm. rozdělení – ano) fluviální sedimenty (n=23; p=0,02; norm. rozložení – ne) glaciofluviální sedimenty (n=18; p=0,047; norm. rozdělení – ne); marinní sedimenty (n=5; p=0,72; norm. rozdělení - ano) koluviální sedimenty (-)*	n=52; p=0,054; signifikace dat – ne
<b>Typ vodního zdroje</b>	volná (gravitační) voda (n=10; p=0,004; norm. rozdělení – ne); výstupný artéský pramen (n=20; p=0,002; norm. rozdělení – ne); výstupný pramen na zlomu (n=10; p=0,03; norm. rozdělení – ne)	n=40; p=0,07; signifikace dat – ne

Z hydrologického hlediska je výška ping závislá na typu vodního zdroje, na nějž je pingo napojeno (tabulka 11). Existuje rozdíl ve výšce ping vyživovaných artéskými prameny a ping vyvinutých na výstupném prameni na zlomu. Pinga na artéském prameni jsou obvykle vyšší než pinga na zlomu. Mediány jejich výšek jsou 15 m, respektive 5 m (tabulka 11). Pinga nepojená na výstupný artéský pramen a výstupný pramen na zlomu patří mezi pinga otevřeného systému (Příloha 1). Pinga vyvinutá z volné podpovrchové vody se naopak řadí mezi pinga uzavřeného systému (Příloha 1).

**Tabulka 11** Výsledek Kruskal–Wallisova testu pro parametry: výška pinga a jeho zdroj vody. U skupin „Výstupný artéský pramen“ a „Výstupný pramen na zlomu“ je  $p$ -hodnota (0,012) menší než hladina spolehlivosti 0,05. Byl prokázán rozdíl mezi mediány výšek ping rostoucích z výstupného artéského pramene a z výstupného pramene na zlomu. Vypočítáno v Excelu, data jsou brána z Přílohy 1.

Kruskal-Wallis Test			
	Volná podzemní voda	Výstupní artéský pramen	Výstupní pramen na zlomu
median	9,75	15	5
rank sum	221	545,5	136,5
count	12	20	10
$r^2/n$	4070,1	14878,5	1863,2

p-value	alpha	sig
0,009373344	0,05	yes

group 1	group 2	R mean	std err	q-stat	p-value	R-crit
Volná podzemní voda	Výstupní artéský pramen	8,85833	3,16754	2,79659	0,11888	10,53050
Volná podzemní voda	Výstupní pramen na zlomu	4,76667	3,71427	1,28334	0,63585	12,34810
Výstupní artéský pramen	Výstupní pramen na zlomu	13,62500	3,35969	4,05544	<b>0,01200</b>	11,16928

Průměr základny ping vzniklých v pánvích odvodněných jezer je ovlivněn průměrem těchto jezer, mezi oběma parametry existuje silná kladná korelace ( $r_{Sp} = 0,77$ ;  $n=13$ ;  $p=0,002$ ) (tabulka 8). Na základě této korelace lze vyvozovat, že větší průměr jezera podmiňuje vznik pinga s větším průměrem základny.

Dle Kruskal–Wallisova testu jsou rozměry ping (výška) ovlivněny také genetickým původem sedimentů, na kterých se pingo vytvořilo (tabulka 12). Největší rozdíly ve výšce jsou mezi pingy na glaciofluvialních sedimentech (5,5 m) a pingy na marinních sedimentech (20 m). Pinga vznikající na marinních sedimentech jsou tedy podstatně větší, než ta na sedimentech glaciofluvialních (tabulka 12). Rovněž se prokázalo, že mediány výšek jsou významně rozdílné též mezi pingy vyvinutými na glaciofluvialních (5,5 m) a fluvialních (12 m) sedimentech (tabulka 12).

**Tabulka 12** Výsledek Kruskal–Wallisova testu pro parametry: výška pinga a typ sedimentu. U skupin „Fluviální sedimenty“ a „Glaciofluviální sedimenty“ je *p*-hodnota (0,0086) menší než hladina spolehlivosti 0,05. Byl prokázán rozdíl mezi mediány výšek ping vznikajících na daných typech sedimentu. Také u skupin „Glaciofluviální sedimenty“ a „Marinní sedimenty“ je *p*-hodnota (0,005) menší než hladina spolehlivosti 0,05. Byl prokázán rozdíl mezi mediány výšek ping vznikajících na daných typech sedimentu. Vypočítáno v Excelu, data jsou brána z Přílohy 1

Kruskal-Wallis Test						
	Lakustrinní sedimenty	Fluviální sedimenty	Glaciofluviální sedimenty	Marinní sedimenty		
median	8	12	5,5	20		
rank sum	148,5	812,5	307	217		
count	6	25	18	5		
$r^2/n$	3675,375	26406,25	5236,055556	9417,8		
<hr/>						
	<b>p value</b>	<b>alpha</b>	<b>sig</b>			
	0,00125	0,05	yes			
<hr/>						
group 1	group 2	R mean	std err	q-stat	p-value	R-crit
Lakustrinní sedimenty	Fluviální sedimenty	7,7500	5,0572	1,5325	0,6997	18,4385
Lakustrinní sedimenty	Glaciofluviální sedimenty	7,6944	5,2440	1,4673	0,7275	19,1198
Lakustrinní sedimenty	Marinní sedimenty	18,6500	6,7361	2,7687	0,2057	24,5598
Fluviální sedimenty	Glaciofluviální sedimenty	15,4444	3,4387	4,4913	<b>0,0086</b>	12,5377
Fluviální sedimenty	Marinní sedimenty	10,9000	5,4498	2,0001	0,4910	19,8699
Glaciofluviální sedimenty	Marinní sedimenty	26,3444	5,6236	4,6846	<b>0,0055</b>	20,5037

Morfologie ping byla analyzována též ve vztahu k ostatním přírodním faktorům uvedeným v Příloze 1, kterými jsou:

- Nadmořská výška
- Mocnost permafrostu
- Mocnost činné vrstvy
- Vzdálenost pinga od nejbližší vodní plochy

Tyto soubory dat se však po statistickém šetření neukázaly jako významné (tabulka 8). Pomocí Kruskal–Wallisova testu byla otestována závislost mezi rozměrem ping (výškou a průměrem základny), a genetickým typem ping (otevřený systém; uzavřený systém), výsledek závislost neprokazuje (tabulka 10).

## 6. Diskuse

Pinga jsou jakožto klimaticky citlivé periglaciální tvary spolehlivými geindikátory výskytu permafrostu (Balantyne, 2017; Grosse et Jones, 2011). To je doloženo také tím, že v této práci nebyla nalezena žádná pinga ležící mimo permafrost. Podle zjištěných výsledků jsou teplotní podmínky v lokalitách výskytu ping nejčastěji: MAAT  $-12,2$  °C a MAGT  $-5,8$  °C, přičemž většina zkoumaných ping se nachází v oblasti souvislého permafrostu. Hraniční teploty pro výskyt souvislého permafrostu pro severní polokouli jsou MAAT  $-8$  až  $-6$  °C a MAGT  $-5$  °C (Smith et Riseboroug, 2002; Burn, 2007), a jelikož jsou zjištěné průměry MAAT a MAGT v oblastech výskytu ping nižší než tato hranice a pinga by vždy měla být vázaná na permafrost, lze usuzovat, že jsou průměry zjištěny správně. Jediné pingo, které se nachází blízko jižní hranice permafrostu, je pingo č. 75 na severu Norska. Tato elevace má nejmenší výšku a průměr základny z celého datového souboru a je již v erodovaném stavu (Příloha 1). Důvodem menších rozměrů tohoto pinga a pokročilého vývojového stadia může být to, že se nachází v teplejší oblasti nesouvislého permafrostu, kde se MAAT i MAGT pohybují okolo  $0$  °C, což představuje již poměrně nepříznivé klimatické podmínky pro udržení ve stavu aktivního pinga. Výška původního pinga byla snížena vlivem subsidence spojené s termokrasovými procesy. Pokračující nárůst teplot vzduchu vlivem klimatické změny, který je pozorován v posledních desetiletích (Romanovsky et al., 2010), by mohl vést k další destabilizaci povrchu vlivem tání permafrostu a k nástupu klimatických podmínek méně příhodných pro růst či alespoň zachování ping. Zvýšená míra tání ledových jader povede k dalšímu hroucení ping nacházejících se na jižní hranici permafrostu (Mackay, 1988, 1998; Grosse et Jones, 2011).

Korelace mezi výškou ping a MAGT vyšla kladná (Střední kladná korelace:  $r_{Sp} = 0,42$ ;  $n=85$ ;  $p=0,00006$ ), ačkoliv byl očekáván spíše záporný výsledek. Pingo narůstá v důsledku namrzání nově přitékající vody k jeho ledovému jádru (Mackay, 1998), avšak se zvyšující se teplotou povrchu se předpokládá také zvýšení intenzity tání ledového jádra. Stejně tak je v literatuře pozorováno, že s MAGT stoupající k hranici  $-5$  °C dochází k postupnému snižování počtu ping, prudký pokles počtu ping pak nastává při MAGT nad  $-3$  °C (Grosse et Jones, 2011).

Z rozboru literatury zabývající se pingy je zřejmá velká variabilita rozměru ping (výšky a průměry půdorysu), v rámci jedné lokality dokonce mohou vyrůstat pinga výrazně odlišných rozměrů a vzhledu (Gurney et Worsley, 1997; Jones et al., 2012). Například v knize

„Fundamentals of Geomorphology“ (Huggett, 2011) jsou pinga popsána jako tvary, jejichž výška je v rozmezí 3 až 70 m a průměr může nabývat hodnot od 30 až do 7 500 m.

Rozměry pinga jsou odrazem okolních podmínek. V případě ping uzavřeného systému závisí průměr jejich základny na průměru jezerní pánve, ze které pingo vyrostlo. V rozsáhlých jezerních pánvích tedy vznikají také větší pinga (Mackey, 1979). Tento závěr je v souladu se silnou kladnou korelací ( $r_{Sp} = 0,77$ ;  $n=13$ ;  $p=0,002$ ) mezi průměrem vybraných ping a průměrem jezer, z nichž rostou.

Při analýze vlivů sedimentárních podmínek na morfologii pinga byly sedimenty hodnoceny pouze na základě genetického typu. Výsledky by bylo možné značně rozšířit, pokud by byly sedimenty hodnoceny také podle zrnitosti. Komplikací ztěžující jednoznačné určení zrnitosti je různorodý charakter sedimentace v okolí jednotlivých ping. Například pinga uzavřeného systému na severu Aljašky jsou pozorována v místech, kde jemnozrnný materiál překrývá hrubozrnnější sedimenty (Burr et al., 2009). Taková stratigrafie sedimentu umožňuje pohyb vody v pórech skrz hrubozrnnější sedimenty, zatímco nadložní jemnozrnné sedimenty omezují odtok vody. Toto omezení odtoku vody shora vytváří vzestupný tlak (Burr et al., 2009). U ping otevřeného systému byla zjištěna ještě větší variabilita substrátu. Pinga tohoto typu byla nalezena v jílech (Yoshikawa and Harada, 1995), v písčích (Yoshikawa, 1991), v siltech (Yoshikawa et al., 2003), ale také v pískovci (Muller, 1959) či v jílovité břidlici (Matsuoka et al., 2004). Data se nepodařilo upravit pro zpracování pomocí statistických metod, a to z toho důvodu, že bylo nemožné seskupit typy sedimentů do nízkého počtu tříd. Tyto informace nebylo možné podrobit statistické analýze kvůli poměrně velkému množství kombinací typů sedimentů i v rámci jednotlivých lokalit i kvůli nemožnosti určení podílů jednotlivých typů či vymezení převažujícího typu sedimentu.

Z analýzy hydrologických podmínek vyplývá, že pinga napojená na artéský pramen mají větší průměr základny než pinga napojená na výstupný pramen na zlomu. Pro zpřesnění získaných výsledků by bylo vhodné sledovat také tlak pramene a jeho vytrvalost (Yoshikawa, 1998). Pro vznik a vývoj pinga je však důležité, aby tlak vystupující vody byl malý a neprolomil vrstvu permafrostu, čímž by jinak došlo k vývěru podzemní vody na povrch namísto tvorby ledového jádra pinga pod povrchem (Yoshikawa, 1993). Proto hraje při tvorbě pinga významnou roli především dlouhotrvající pozvolný přísun artéské vody k jádru pinga, na rozdíl od velikosti jeho tlaku (Burr et al., 2009). V tomto případě dochází vlivem proudění artéské vody k postupnému zásobování ledového jádra a opakovaným mrzutím dochází k jeho růstu (Yoshikawa, 2004).

## 7. Závěr

Tato práce shrnuje základní poznatky o genezi, distribuci a morfologii recentních ping. Na základě rešerše odborné literatury a statistických výpočtů byly shrnuty hlavní charakteristiky ping a byly určeny limitní environmentální podmínky výskytu ping. Též bylo provedeno hodnocení závislosti morfologie těchto tvarů na jejich geomorfologických, klimatických, hydrologických a sedimentárních podmínkách.

V práci bylo popsáno rozložení recentních ping na zemském povrchu. Jejich výskyt je nejběžnější v nízkých nadmořských výškách, v oblastech s průměrnou roční teplotou  $-12^{\circ}\text{C}$ . Přítomnost ping je také závislá na srážkových podmínkách, s vyššími úhrny srážek ubývá ping, a teplotě povrchu – průměrná roční teplota povrchu se v oblasti výskytu ping pohybuje okolo  $-5^{\circ}\text{C}$ . Zkoumáním morfologických charakteristik bylo zjištěno, že mají pinga nejčastěji kruhový či elipsovitý tvar půdorysu a výšku do 5 m. Výskyt ping není striktně omezen pouze do souvislého permafrostu, vyskytují se též v nesouvislém permafrostu, nejčastěji v lakustrinních a aluviálních sedimentech. Pinga jsou zpravidla napájeny volnou podzemní vodou či artéským pramenem.

Za pomoci korelačních koeficientů a testů shody distribučních funkcí byla prokázána silná pozitivní závislost mezi výškou pinga a průměrem základny pinga a mezi průměrem základny pinga a velikostí jezera. Čím je tedy průměr jezera větší, tím bude větší průměr základny u budoucího pinga. Slabší kladné korelace byly nalezeny mezi výškou pinga a MAAT, mezi výškou pinga a MAGT, mezi výškou pinga a MAP. Výšku ping ovlivňuje jejich poloha v terénu, sedimentologické podloží a zdroj vody, pinga vyrostlé v horských údolích jsou větší než v říčních údolích. Výška pinga je též závislá na způsobu zásobování vodou, pinga na artéském prameni jsou obvykle vyšší než pinga na zlomu. Pinga vznikající na marinních a fluviálních sedimentech jsou podstatně větší, než ta na sedimentech glaciofluviálních.

Výsledky této práce je možné zlepšit rozšířením hlavní tabulky o informace z databází prací Grosse et Jones, 2011; Jones et al., 2012, které zde byly využity pouze částečně. Tyto práce dohromady obsahují souřadnice 4356 dalších ping, u kterých by bylo nutné podle uvedených souřadnic dohledat data o okolních přírodních podmínkách. Výsledek statistické analýzy z takto doplněného souboru dat by byl pravděpodobně reprezentativnější a lépe by odrážel zákonitosti mezi přírodními podmínkami a morfologií ping. Pro potvrzení toho, zda jsou rozměry ping závislé na typu sedimentačního pokryvu, by bylo potřeba provést zrnitostní analýzu sedimentů.

Jelikož se jedná o formy vhodné pro paleoenvironmentální rekonstrukci prostředí a sledování typu, plošného rozsahu a mocnosti permafrostu, je nadále třeba sledovat rozložení ping a hlouběji zkoumat jejich morfologii. Význam ping je podpořen současným výzkumem podobných tvarů na jiných terestrických tělesech.

## Seznam použitých zdrojů:

A. SHARKHUU, N. SHARKHUU, B. ETZELMÜLLER, S. FLO HEGGEM, F. NELSON, N. SHIKLOMANOV, E. GOULDEN, J. BROWN (2007): Permafrost monitoring in the Hovsgol mountain region, Mongolia. *Journal of geophysical research*, 112

AKERMAN, H. J., MALMSTROM, B. (1986): Permafrost mounds in the Abisko area, Northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 68, 3, 155-165

BENNETT, M. R. (2009): Pingos. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*.

BIK, M. (1969): The origin and age of the prairie mounds of southern Alberta, Canada. *Biuletyn Peryglacjalny*, 19, 85-130.

BURN, C. R. (2007): Permafrost. *Periglacial landforms*, 2191- 2199

BURN, C. R. (2007): Thermokarst Topography. *Carbonate stable isotopes*, 300-309

BURN, C. R., KENNETH D., TANAKA, L., YOSHIKAWA, K. (2009): Pingos on Earth and Mars. *Planetary and Space Science*, 57, 541–555

BURR, D., TANAKA, K., YOSHIKAWA, K (2009): Pingos on Earth and Mars. *Planetary and Space Science*, 57, 541-555

CHILDRESS, H. D. (1999): *Extraterrestrial Archaeology*. 21-23

COXON, P. (1986): A radiocarbon dated early post glacial pollen diagram from a pingo remnant near Millstreet, county Cork. *Irish Journal of Earth Sciences*, 8, 1, 9-20

CRUICKSHANK, J., COLHOUN, E. (1965): Observations on Pingos and Other LandForms in Schuchertdal, Northeast Greenland. *Geografiska Annaler, Physical Geography*, 47 (4) 224–236

DE GANS, W. (1988) Pingo scars and their identification. In *Advances in Periglacial Geomorphology*, Clark MJ (ed). John Wiley & Sons: Chichester; 299–324

DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. 1. vydání. Praha: elseviera, 476 s.

DEMIDOV, N., WETTERICH, S., VERKULICH, S., EKAYKIN, A., MEYER, H., ANISIMOV, M., SCHIRRMEISTER, L., DEMIDOV, V., HODSON, A. J. (2019): Pingo development in Grøndalen, West Spitsbergen. *The Cryosphere Discussions*. 76, 1-26

- EVANS, J. (1996). Straightforward statistics for the behavioral sciences. Pacific Grove, CA: Brooks/Cole Publishing
- FEDOROV, A. N. (2019): Permafrost Landscapes: Classification and Mapping. *Geosciences*, 9, 468.
- FLEMAL, R. C. (1976): Pingos and Pingo Scars: Their Characteristics, Distribution, and Utility in Reconstructing Former Permafrost Environments. *Quaternary research*, 6, 37-53
- FRENCH, H. (2007): *The Periglacial Environment*, Third Edition
- GOUDIE, A (2004): *Encyclopedia of Geomorphology*
- GROSSE G., JONES, B. (2011): Spatial Distribution in Northern Asia . *The Cryosphere*, 5, 13-33
- GURNEY, D., WORSLEY, P. (1997): Genetically Complex and Morphologically Diverse Pingos in the Fish Lake Area of South West Banks Island, N. W. T., Canada. *Geografiska Annaler, Physical Geography*, 79 (1/2), 41–56
- GURNEY, S. D. (1998): Aspects of the Genesis and Geomorphology of pingos: Perennial Permafrost mounds. *Progress in Physical Geography* 22,3, 307-324
- HAMILTON, D., OBI, M. (1982): Pingos in the Brooks Range, Northern Alaska, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, 14(1), 13-20
- HARRIS, C., LEWKOWICZ, A. (1993): Form and internal structure of active-layer detachment slides, Fosheim Peninsula, Elsmere Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(8), 1708–1714
- HARRIS, C., ROSS, N. (2007): Pingos and Pingo Scars. *Periglacial landforms*, 2200-2207
- HARRIS, S. A. (1982): Identification of permafrost zones using selected permafrost landforms. *Climate and Permafrost*, 48-58.
- HORITA, J., KENDALL, C. (2004): Stable Isotope Analysis of Water and Aqueous Solutions by Conventional Dual-Inlet Mass Spectrometry. *Handbook of Stable Isotope Analytical Techniques*. Elsevier, 1-37.
- ISHIKAWA, M., JAMBALJAV Y. (2015): Formation Chronology of Arsain Pingo, Darhad Basin, Northern Mongolia. *Permafrost and Periglacial Process*, 10,.1877

JONES, B. M., GROSSE, G., HINKEL, K. M., ARP, C. D., SHANE WALKER, S., BECK, R. A., GALLOWAY, P. G. (2012): Assessment of pingo distribution and morphometry using an IfSAR derived digital surface model, western Arctic Coastal Plain, Northern Alaska. *Geomorphology*, 138, 1, 1-14

JONES, B. M., GROSSE, G., GUIDO, H., KENNETH, M., ARP, CHRISTOPHER, D., WALKER, SHANE, BECK, RICHARD, GALLOWAY, JOHN, P. (2019): Distribution of pingos from an IfSAR digital surface model, 2002-2006, western Arctic Coastal Plain, Northern Alaska (US). *Geomorphology*, 138(1), 1-14

KARLSSON, J. M., JARAMILLO, F., DESTOUNI, G. (2015): Hydro-climatic and lake change patterns in Arctic permafrost and non-permafrost areas. *Journal of Hydrology* 529, 134–145

KOSSL, R., CHABERA, S., (1999): *Základy fyzické geografie: přehled hydrogeografie*. České Budějovice: Jihočeská univerzita, 104.

KOVENA, C. D., RINGEVALA, B., FRIEDLINGSTEIN, P., CIAISA, P., CADULEA, P., KHVOROSTYANOV, D., KRINNERE, G., TARNOCA, C. (2011): Permafrost carbon-climate feedbacks accelerate global warming. *PNAS* vol. 108, 36, 14769–14774

BURGESS, L., SCHMIDT, B., DUARTE, K, ROMERO, V., SIZEMORE, H., SCULLY, J., SCHENK, P., HUGHSON, K., NATHUES, A., CASTILLO, J., RAYMOND, C. (2018): Characterizing Potential Pingo Morphology on Ceres. American Geophysical Union.

LEWKOWICZ, A. (1990): Morphology, frequency and magnitude of active-layer detachment slides, Fosheim peninsula Ellesmere Island, N.W.T. Permafrost-Canada. Proc. of the Fifth Canadian Permafrost Conference. Quebec: Collection Nordicana, 54.

JOHANSSON, M., ÅKERMAN, J., KEUPER, F., CHRISTENSEN, R., LANTUIT, H., CALLAGHAN, V. (2011): Past and Present Permafrost Temperatures in the Abisko Area: Redrilling of Boreholes. *Ambio*, vol. 40(6): 558–565.

M. SHATS (2010): Vechnaya merzlota kak kamen pretknovenia, ili vrema spasat vechnuju merzlotu. *Territory and Planning*. Vol. 3(27),

MACKAY, J. R. (1973): The Growth of Pingos, Western Arctic Coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 10, 6, 979-1004

- MACKAY, J. R. (1979): Pingos of the Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories. *Géographie Physique et Quaternaire*, 33, 3-61
- MACKAY, J. R. (1988): The Birth and Growth of Porsild Pingo, Tuktoyaktuk Peninsula, District of Mackenzie. *Arctic*, 41, 4, 267-274
- MACKAY, J. R. (1998): Pingo Growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula Area, Western Arctic Coast, Canada: a long-term field study. *Géographie physique et Quaternaire*, 52, 3, 271–323.
- MACKAY, J. R. MATHEWS, W. H. (1974): Needle ice striped ground. *Arctic and Alpine Research*, 6 (1), 79–84.
- MACKAY, R. (1973): The Growth of Pingos, Western Arctic Coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*
- MACKAY, R. (1998): Pingo Growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula Area, Western Arctic Coast, Canada: a long-term field study. *Géographie physique et Quaternaire*, 52, (3)
- MACKAY, R. J. (1977): Pulsating pingos, Tuktoyaktuk Peninsula, N.W.T. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 2. 209–222.
- MACKAY, R. J. (1981): Aklisuktuk (Growing Fast) Pingo, Tuktoyaktuk Peninsula, Northwest Territories, Canada. *Arctic*, 34,3, 270
- MACKAY, R. J. (1986): Growth of Ibyuk Pingo, Western Arctic Coast, Canada, and Some Implications for Environmental Reconstructions. *Quaternary Research*, 26, 1, 68-80.
- MAKAVEYEV, A. N., BRONGULEEV, V. V., KARAVAEV, V. A. (2015): Pleistocene Pingo in the Central Part of the East European Plain. *Permafrost and Periglacial Process*. 26: 360–367
- MARSH, B. (1987): Pleistocene pingo scars in Pennsylvania. *Geology*, 945-947
- MORBERTS, E.C. & MORGENSTERN, N.R., (1974): The stability of thawing slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 11: 447–469.
- MIKHAILOV, V. M. (2010): Diversity and systematization of taliks in river valleys. 14, 43-51
- MITCHELL, G. (1971): Fossil Pingos in the South of Ireland. *Nature* 230, 43–44

- NIKOLAY, I. SHIKLOMANOV, D., STRELETSKIY, A., VALERY, I. (2016): Conquering the permafrost: urban infrastructure development in Norilsk, Russia. *Polar Geography*, 40, 273-290
- RAMPTON, V., BOUCHARD, M. (1975): Surficial geology of the Tuktoyaktuk, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada Paper 74-53
- ROMANOVSKY, N. N. (1972): Taliky v oblasti mnogoletne merzlotnykh porod i schema jih podrazdelenija, 1, 23-34 [rus]
- ROSS, N., BRABHAM, P., HARRIS, C. (2020): The glacial origins of relict 'pingos', Wales, UK. *Annals of Glaciology*, 1
- SAMSONOV, S. V., LANTZ, T. C., KOKELJ, S. V., ZHANG, Y. (2016): Growth of a young pingo in the Canadian Arctic observed by RADARSAT-2 interferometric satellite radar. *The Cryosphere*, 10, 799–810
- SCOTTER, W. (1985): A Pingo in the Mala River Valley, Baffin Island, Northwest Territories, Canada. *Arctic*, 38 (3), 167–260
- SOAREA, R. J., CONWAY, S. J., WILLIAMS, J. P., GALLAGHER, C., MC KEOWN, L. E. (2020): Possible (closed system) pingo and ice-wedge/thermokarst complexes at the mid latitudes of Utopia Planitia, Mars. *Icarus*, 342
- STRELETSKIY, D., ANISIMOV, O., VASILIEV, A. (2016): Permafrost Degradation. *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*, 303-344
- SVENSSON, H. (1969): A Type of Circular Lakes in Northernmost Norway. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 51, 1, 1-12
- SVENSSON, H. (1986): Permafrost. Some morphoclimatic aspects of periglacial features of Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 68 (3), 123-130
- JORGENSEN, T., YOSHIKAWA, K., KANEVSKIY, M., SHUR, Y. (2008): Permafrost Characteristics of Alaska. Ninth international conference on Permafrost.
- VANDENBERGHE, J., FRENCH, H., GORBUNOV, A., MARCHENKO, S., VELICHKO, A., ZHIJIU, ZHANG, T., WAN, X. (2014): The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures. *Boreas*, 25–17 ka BP. 43 (3), 652-666

- VASIL'CHUK, Y. K., KURCHATOVA, A. N., BUDANTSEVA, N. A., ROGOVA, V. V., CHIZHOVA, J. N. (2019): Variations of Stable Oxygen and Hydrogen Isotopes in the Ice Core of the Pingo (Southern Part of Gydan Peninsula). *Doklady Earth Sciences*, 488, 1137–1141
- VASIL'CHUK, Y. K., BUDANTSEVA, N. A., VASIL'CHUK, A. C., YOSHIKAWA, K., PODBORNY, Y., CHIZHOVA, J. N. (2014): Isotope composition of pingo ice core in the Yevo-Yakha River valley, north-west Siberia. *Kriosfera Zemli*, 18, 4, 41–51
- VASILCHUK, Y. K., BUDANTSEVA, N. A. (2010): Radiocarbon dating of the pingo in the pestsovoye gas field in the north of west Siberia. *Inženernaja geologija*, 14 – 21
- WETTERICH, S., GROSSE, G., SCHIRRMEISTER, L., ANDREEV, A., BOBROV, A. A., KIENAST, F., BIGELOW, N. H., EDWARDS, M. E. (2012): Late Quaternary environmental and landscape dynamics revealed by a pingo sequence on the northern Seward Peninsula, Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 39, 26-44.
- WETTERICH, S., SCHIRRMEISTER, L., NAZAROVA, L., PALAGUSHKINA, O., BOBROV, A., POGOSYAN, L., SAVELIEVA, L., SYRYKH, L., MATTHES, H., FRITZ, M., GÜNTHER, F., OPEL, T., MEYER, H. (2018). Holocene thermokarst and pingo development in the Kolyma Lowland (NE Siberia). *Permafrost and Periglacial Processes*, 29, 182–198
- WILLIAMS, P. J., SMITH, M. W. (1989): *The Frozen Earth. Fundamentals of Geocryology*. Cambridge University Press, 306
- WOLTINGE, I. (2012): Pingo scars in the late Pleistocene landscape in the Northern Netherlands. *Landscape Archaeology between Art and Science*, 151-164
- WYLIE, K., PASTICK J., JOHNSON .D., N. BLISS, H. GENET (2016): Soil Carbon and Permafrost Estimates and Susceptibility to Climate Change in Alaska. *Baseline and projected future carbon storage and greenhouse-gas fluxes in ecosystems of Alaska*, pp.53-76

## Seznam obrázků

<b>Obrázek 1</b> Ukázka tří kandidátů na pinga uzavřeného systému, vzniklých v bázi bývalého termokrasového jezera na Marsu (DigitalGlobe),(Soarea et al., 2019). .....	8
<b>Obrázek 2</b> Schematický teplotní profil permafrostu znázorňující roční maximální a minimální teploty, průměrnou roční teplotu ve svrchní části permafrostu ( $T_p$ ) a průměrnou roční teplotu půdy ( $T_g$ ). (Burn, 2007).....	11
<b>Obrázek 3</b> Geografické rozmístění typů permafrostu na severní polokouli. (International Permafrost Association, 1998).....	12
<b>Obrázek 4</b> Dva hlavní typy ping (Bennett, 2009) .....	15
<b>Obrázek 5</b> Fáze vývoje hydrostatického pinga (Mackay, 1998).....	18
<b>Obrázek 6</b> Graf ukazující výškovou změnu pinga za období 1971-1978. V roce 1973, 1976 a 1977 bylo prováděno vrtání. (Mackay, 1979).....	19
<b>Obrázek 7</b> Fáze vývoje hydraulického pinga (Ballantyne, 2018).....	20
<b>Obrázek 8</b> Schematická mapa vývoje hydrostatického pinga ukazující aktivní vzrůst o 4 m během 20 let a relativně malý nárůst šířky (Mackay, 1998).....	23
<b>Obrázek 9</b> Kráter pinga vyplněný jezerem jako důsledek postupného termokrasového hroucení. (Mackay, 1998).....	24
<b>Obrázek 10</b> Radiální tahové trhliny na vrcholu pinga, které směřují dolů a střetávají se s ledovými klíny v jezerní pánvi (Mackay, 1998).....	24
<b>Obrázek 11</b> Jezero Krasnoje, bývalé pingo vzniklé v pozdním pleistocénu. A) Letecká fotografie jezera. Je patrné, že pingo mělo oválný tvar. (obrázek z archivu autora) B) Vrstevnicová mapa. Tečkovaná čára vymezuje vnější hranici valu; plné šedé čáry představují sil .....	25
<b>Obrázek 12</b> Schematický výkres růstu hydrostatického pinga, tvořeného intruzivním ledem. Poloha bodu a na dně jezerní pánve se posunula k bodu b během růstu pingo. Zvedání okrajů má za následek radiální posunutí pokryvu směrem ven ( $\Delta L$ ), což může přispět k vytvoření valu při kolapsu pinga (Mackay, 1988).....	26
<b>Obrázek 13</b> Ukázky tvarů půdorysu ping. A – kruhový tvar pinga; Pingo v Tuktojaktuku, Kanada (Images of the Earth.From Geology to Photography, 2017). B – Elipsovité tvar pinga; Tuktojaktuk, Kanada (Jones et al., 2012). C – nepravidelný tvar pinga ve formě půlměsíce .....	28
<b>Obrázek 14</b> Vývojová stádia ping: A – Příklad neporušeného pinga (Prudhoe Bay, Alaska, (Walker, 1990)). B – Mírně kolabující pingo (Tuktojaktuk, Kanada (Mackay, 1998)); C - Kolabující pingo (Tuktojaktuk, Kanada (Mackay, 1998)); D - Erodivané pingo (Hendrikson islan .....	29
<b>Obrázek 15</b> Zdroje vody vyživující pingo: A – Voda z ledovce s teplou bází se vsakuje pod povrch a teče k pingu v zóně subpermafrostu díky hydraulickému tlaku. B – Voda teče k místu pinga v intrapermafrostové zóně pod aluviálním kuzelem díky hydraulickému tlaku. C.....	30
<b>Obrázek 16</b> Mapa rozložení ping. Poznámka: U ping označených žlutou barvou jsou přesně známy jejich polohové, morfometrické a environmentální charakteristiky a jsou předmětem dalších analýz (Příloha 1). Fialovou barvou jsou označena pinga z jiných zdrojů (Grosse et Jones, 2011; Jones et al., 2012). Podkladová mapa rozšíření permafrostu byla převzata z NSIDS (Brown et al., 2002).....	35
<b>Obrázek 17</b> Rozdělení ping dle rozsahu průměrných ročních teplot vzduchu.....	38
<b>Obrázek 18</b> Četnostní rozdělení počtu ping vzhledem k průměrným ročním srážkovým úhrnům ( $n=87$ z 109; Příloha 1).....	39
<b>Obrázek 19</b> Zastoupení ping dle typu a mocnosti permafrostu ( $n= 112$ ; Příloha 1) .....	40
<b>Obrázek 20</b> Výškové kategorie ping ( $n=4442$ ). Údaje o výšce ping v Příloze 1 jsou známy u 86 ping z celkových 112.....	41
<b>Obrázek 21</b> Šířkové kategorie ping (četnost ping dle průměru jejich základny), $n=1329$ .....	42
<b>Obrázek 22</b> Četnost ping vzniklých v jednotlivých sedimentačních pokryvech ( $n=61$ z 112, Příloha 1) .....	43

## Seznam tabulek

<b>Tabulka 1:</b> Jiné názvy pro pinga a jejich definice (Zdroje ve sloupci „zdroj“ odkazují na původ informací v daném řádku).....	13
<b>Tabulka 2</b> Klasifikace ping podle průměru půdorysu a sklonu svahů (Mackay 1988) .....	14
<b>Tabulka 3</b> Poloha pinga vůči vodní ploše (Mackay, 1979). .....	22
<b>Tabulka 4</b> Výsledky Shapirova-Wilkova testu. Vytvořeno v Excel (2019). .....	32
<b>Tabulka 5</b> Počet ping v jednotlivých částech světa a poloha nejsevernějších a nejjižnějších ping na jednotlivých světadílech nalezených v rámci literární rešerše. ....	33
<b>Tabulka 6</b> Výskyt ping dle nadmořské výšky a polohy v terénu. Vytvořeno dle zdrojů specifikovaných v Příloze 1; +n* data z článku „Spatial distribution of pingos in northern Asia“ (Grosse et Jones, 2011), kde je nadmořská výška uvedena pouze u 3109 případů z celkového souboru dat (6059 ping). Data o nadmořské výšce těchto ping nebyla zařazena do tabulky, protože se u nich nedalo spočítat procentuální zastoupení polohy v terénu. Polohové charakteristiky z tohoto článku jsou popsány v následujícím textu.....	36
<b>Tabulka 7</b> Zastoupení vegetace na pingách. Zdroj: Příloha 1.....	46

## **Seznam příloh**

**Příloha 1 – Tabulka obsahující údaje o poloze a přírodních charakteristikách pro jednotlivá pinga, zjištěné literární rešerší.**