

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY

Katedra fyzické geografie a geoekologie



REGELACE VE STRUKTURNÍCH PŮDÁCH VYSOKÝCH TATER

(bakalářská práce)

Blanka Pechačová

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

PRAHA 2010

Na tomto místě bych ráda poděkovala RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za vedení bakalářské práce, poskytnutí odborné literatury a veškerou další pomoc při jejím vypracovávání. Poděkování také patří všem, kteří mě podporovali během zpracovávání bakalářské práce a během celého studia.

Prohlašuji, že jsem předloženou bakalářskou práci vypracovala sama a že jsem uvedla veškeré použité informační zdroje.

V Praze dne 24.8.2010

.....

Blanka Pechačová

ABSTRAKT

Regelace je souhrnný název pro procesy střídavého mrznutí a tání vody a roztoků obsažených v půdě či skalním podloží. S regelací je spjata řada geomorfologických a pedologických pochodů, jako je migrace půdní vody, vznik segregančního ledu či mrazové vzdouvání. Předpokladem pro průběh regelačního cyklu je fázová přeměna vody, při níž dochází k důležitému jevu – uvolňování či spotřebě latentního tepla. Tento jev lze vysledovat z dat získaných teplotním měřením v půdním profilu. Pro účely studia procesu regelace jsou v předkládané bakalářské práci zkoumány lokality výskytu tříděných strukturních půd (Hincovo pleso a Lučné sedlo) a půdních kopečků (Kopské sedlo) ve Vysokých Tatrách. Hlavním cílem práce, kromě detailního popisu fyzikálně-geomorfologických procesů spojených s fázovými změnami vody ve strukturních půdách, je ve výše zmíněných lokalitách určit na základě teplotních měření ve strukturních půdách regelační cykly a jejich charakteristiky při použití různých metod stanovení regelace. Výsledky ukazují na rozdíly v průběhu regelace u jednotlivých tvarů v rámci lokalit, mezi jednotlivými lokalitami, ale i u rozdílných typů strukturních půd – tříděných a netříděných. Ve výsledcích se projevuje také odlišnost použitých metod, zejména v počtu cyklů, délce jejich trvání a délce trvání regelační sezóny. Celkově však tyto výsledky spolu přibližně korelují, zejména při stanovení nejdelších cyklů.

Klíčová slova: regelace, fázová přeměna, strukturní půdy, Hincovo pleso, Lučné sedlo, Kopské sedlo, Vysoké Tatry

ABSTRACT

Regelation (freeze-thaw cycles) is the collective term used for a process of alternate freezing and thawing of water and solutions into the soil or bedrock. The series of geomorphological and pedological processes such as migration of soil water, formation of segregated ice or frost heaving, is connected with regelation. Condition of freezing-thawing process is a phase transition of water that leads to an important phenomenon – a release or consumption of latent heat. This phenomenon can be observed from the data obtained by measuring the temperature in the soil profile. In the present bachelor thesis, here are investigated sites of sorted patterned ground (Hincovo pleso, Lučné sedlo) and earth hummocks (Kopské sedlo) in the High Tatras for the purposes of the study regelation process. In addition to detailed description of the physical-geomorphological processes associated with phase changes of water in patterned ground, the main aim of the thesis is to set regelation cycles and their characteristics using different methods for determination of regelation on the basis of temperature measurements in patterned ground of the foregoing locations. The results indicate differences in regelation in the individual shapes within the locations, among the sites, but also between different types of patterned ground – sorted and unsorted. The results also reflect the difference in the used methods, particularly in the count of cycles, their duration and the duration of regelation season. Overall, these results approximately correlate together, especially in determining the longest cycles.

Key words: regelation, phase transition, patterned ground, Hincovo pleso, Lučné sedlo, Kopské sedlo, High Tatras

OBSAH

SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK.....	7
1. ÚVOD	9
2. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA	10
2. 1. VYMEZENÍ SLEDOVANÉHO ÚZEMÍ.....	10
2. 2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA	12
2. 3. GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	15
2. 4. KLIMATICKÉ PODMÍNKY	22
2. 5. HYDROLOGICKÉ PODMÍNKY.....	26
2. 6. PEDOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	28
2. 7. BIOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	29
2. 7. 1. Vegetace.....	29
2. 7. 2. Živočišstvo	30
3. REGELACE.....	31
3. 1. PODMÍNKY VZNIKU REGELACE	31
3. 2. PROCES FÁZOVÉ PŘEMĚNY VODY	33
3. 2. 1. Volná voda	33
3. 2. 2. Voda v půdě	36
3. 3. FYZIKÁLNÍ PROCESY V PŮDÁCH	40
3. 3. 1. Migrace půdní vody	41
3. 3. 2. Segregační led	44
3. 3. 3. Mrazové vzdouvání	46
3. 4. TEPLOTNÍ REŽIM PŮD	47
3. 4. 1. Sezónní fluktuace	49
3. 4. 2. Krátkodobé fluktuace	51
3. 5. STRUKTURNÍ PŮDY	51
3. 5. 1. Tříděné strukturní půdy.....	52
3. 5. 2. Netříděné strukturní půdy.....	53
4. METODIKA.....	55
4. 1. TERÉNNÍ MĚŘENÍ	55
4. 2. POUŽITÉ PŘÍSTROJE A SOFTWARE	57
4. 3. METODIKA ZPRACOVÁNÍ DAT.....	57

4. 4. HODNOCENÍ REGELAČNÍCH CYKLŮ	58
5. VÝSLEDKY	60
5. 1. HINCOVO PLESO	60
5. 2. LUČNÉ SEDLO.....	62
5. 3. KOPSKÉ SEDLO	65
5. 4. POROVNÁNÍ REGELAČNÍ AKTIVITY.....	66
5. 4. 1. Metoda „0 – -0,1 °C“	67
5. 4. 2. Metoda „uvolňování latentního tepla“	69
5. 4. 3. Metoda „0 °C“	69
6. DISKUZE.....	71
6. 1. METODY PRO URČENÍ REGELACE	71
6. 2. REGELACE VE STUDOVANÝCH LOKALITÁCH	75
7. ZÁVĚR.....	79
8. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	81
Ostatní zdroje	83
PŘÍLOHY	84

SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK

Obr. 1: Rozmístění studovaných lokalit a schematické rozdělení Tater	11
Obr. 2a: Geologická stavba Vysokých a Belianských Tater	13
Obr. 2b: Geologická stavba blízkého okolí studovaných lokalit	14
Obr. 3: Profil makropolygonem na Lučném sedle (2185 m n. m.)	17
Obr. 4: Profil thufurem na Kopském sedle (1760 m n. m.).....	18
Obr. 5: Sklonitostní poměry ve studovaných lokalitách.....	20
Obr. 6: Orientace svahů vůči světovým stranám ve studovaných lokalitách.....	21
Obr. 7: Vybrané klimatické charakteristiky z meteorologické stanice na Lomnickém štítě....	24
Obr. 8: Průměrné měsíční teploty vzduchu.....	26
Obr. 9: Obrovský vodopád na Malém Studeném potoce – v létě a v zimě.....	27
Obr. 10: Půdní typy Východních Tater	28
Obr. 10: Potenciální přirozená vegetace	30
Obr. 11: Fázová změna vody (plynná, kapalná a pevná fáze).....	36
Obr. 12: Teplotní křivky v průběhu času	38
Obr. 13: Závislost obsahu půdní vody na záporné teplotě.....	39
Obr. 14: Změna teploty v čase	40
Obr. 15: Model vodního filmu při povrchu půdní částice.....	42
Obr. 16: Koexistence zmrzlé, mrznoucí a nezmrzlé zóny v půdě.....	44
Obr. 17: Schematické znázornění interakce dvou minerálních půdních částic.....	45
Obr. 18: Dynamika hloubky (h) sezónního tání (a) a mrznutí (b) půdy.....	51
Obr. 19: Aktivní tříděné polygony – síť na obnaženém dně Malého Hincova plesa.....	54
Obr. 20: Thufury na Kopském sedle	54
Obr. 21: Profil thufurem na Kopském sedle	56
Obr. 22: Fosilní makropolygony na Lučném sedle	56
Obr. 23: Počet regelačních cyklů na Hincově plese.....	61
Obr. 24: Počet regelačních cyklů na Lučném sedle	64
Obr. 25: Počet regelačních cyklů na Kopském sedle.....	66
Obr. 26: Počet regelačních cyklů v lokalitách Hincovo pleso, Lučné sedlo a Kopské sedlo ...	67
Obr. 27: Příklad kolísání teploty při poklesu pod 0 °C	73
Obr. 28: Příklad výrazné stagnace teploty okolo -0,20 °C.....	74
Obr. 29: Spotřeba latentního tepla.....	74
Obr. 30: Delší regelační sezóna podle „překročení 0 °C“ v hloubce 5 cm	78

TABULKY

Tab. 1: Průměrné lednové a červencové teploty a roční úhrn srážek v geomorfologickém celku Tatry.....	23
Tab. 2: Vybrané teplotní charakteristiky studovaných lokalit.	25
Tab. 3: Charakteristiky terénního měření.....	55
Tab. 4: Záporné teplotní amplitudy ve Vysokých Tatrách.....	77

1. ÚVOD

Regelací (cykly mrznutí a tání) se rozumí soubor procesů vedoucích k fázové přeměně vody a roztoků obsažených v půdě či skalním podloží (French 2007). Činnost mrazu charakterizovaná dvěma základními pochody (mrazové vzdouvání a uvolňování vlivem tání) je součástí tzv. kryogenních procesů, které v periglaciálním prostředí vytvářejí specifické morfologické tvary (French 2007, Křížek et al. 2005, Washburn 1979). Regelační cykly lze hodnotit z hlediska délky trvání, intenzity a charakteru (formy, které působením mrazu vzniknou). Studium regelačních procesů a jimi vzniklých tvarů má význam především z hlediska paleogeografického a paleoklimatického (French 2007, Van Vliet – Lanoë 1998, Sumner 2003). Podle Talamucci (2003) je výzkum mrazového procesu v půdách důležitý i z praktického hlediska z důvodu prevence škod vzniklých například na silnicích či potrubích a dále také pro vytipování vhodných metod tunelování a výstavby podzemních konstrukcí.

Cílem práce bylo na základě odborné literatury definovat regelaci, stanovit kritéria jejího vymezení a určit podmínky, kterými je ovlivněna. Dílčím úkolem je aplikovat metody a postupy na reálná data a zhodnotit regelaci a její charakteristiky u vybraných strukturních půd Vysokých Tater.

Bakalářská práce je složena ze dvou stěžejních částí. Tou první je rešerše odborné literatury a druhou pak tvoří metodika a diskuze aplikace získaných poznatků popsanych v rešerši na existujících datech.

2. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA

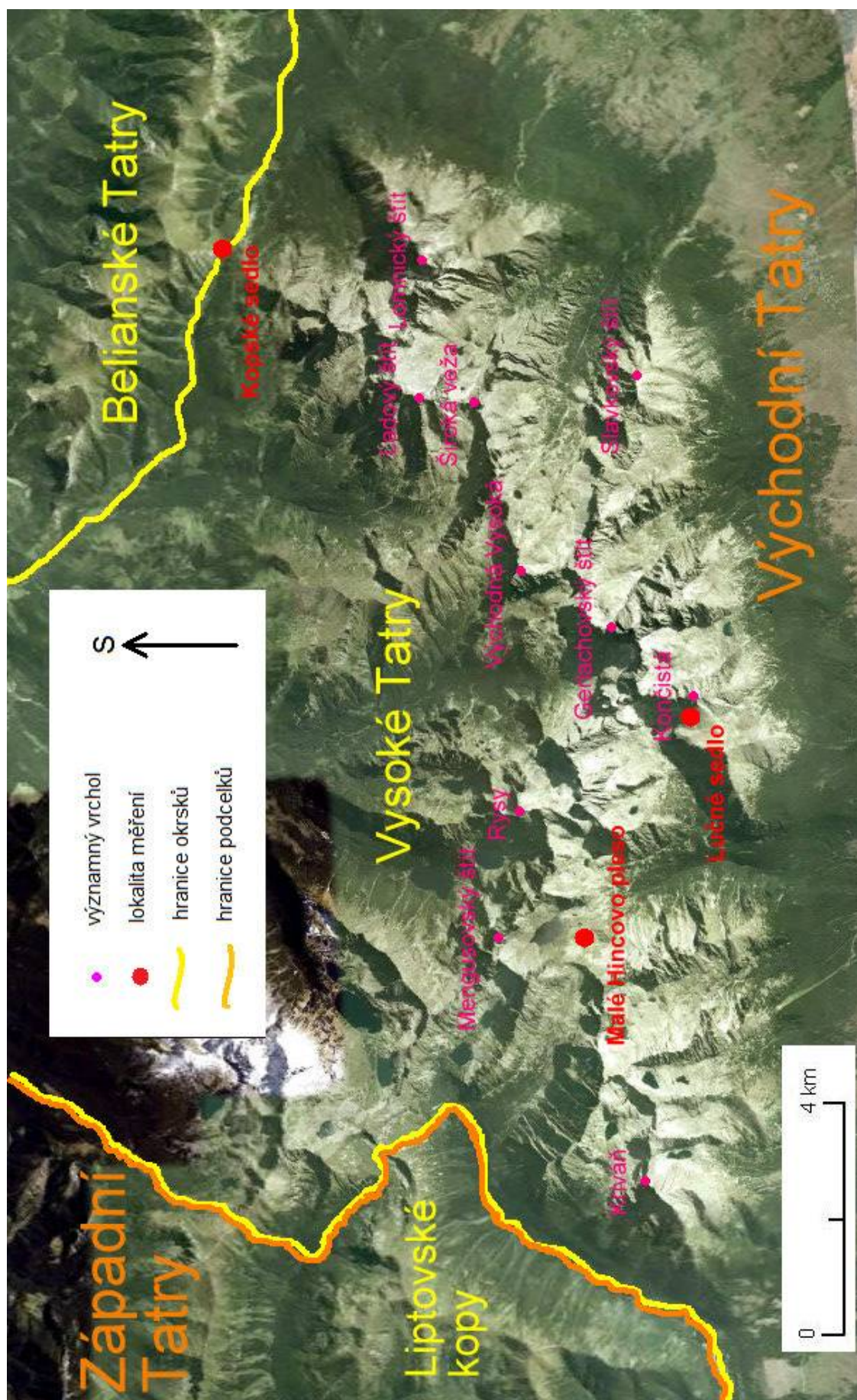
Stručná fyzickogeografická charakteristika se vztahuje ke geomorfologickému podcelku Východní Tatry (dílčími částmi jsou Vysoké a Belianské či Belanské Tatry, dle členění Atlasu krajiny SR 2002), s důrazem na vybrané lokality, kde byla prováděna dataloggerová měření. Jedná se o lokality Malé Hincovo pleso, Lučné sedlo a Kopské sedlo.

2. 1. VYMEZENÍ SLEDOVANÉHO ÚZEMÍ

Teplotní měření byla prováděna ve třech lokalitách nacházejících se na slovenském území Vysokých Tater (Lučné sedlo, Malé Hincovo pleso a Kopské sedlo na rozhraní Vysokých a Belianských Tater) (Obr. 1).

Vysoké Tatry utváří 26 km dlouhý hřeben, na západě oddělený od Západních Tater Ľaliovým sedlem (1947 m n. m.), na východě zakončený Kopským sedlem (1749 m n. m.), které jej odděluje od 14 km dlouhého, téměř kolmo orientovaného hřebene Belianských Tater (Černík et Sekyra 1969). Mazúr in Encyklopédia Slovenska (1982) dále vymezuje Východní Tatry na severu Podtatranskou brázdou a Spišskou Magurou, zatímco na jižní a východní straně Podtatranskou kotlinou.

Lokalita Hincovo pleso (Malé a Velké Hincovo pleso, 1945 m n. m.) se nachází v západní části Vysokých Tater v závěrovém karu Mengusovské doliny. V jižní části téhož pohorí na hřebeni rozdělujícím Zlomiskovou a Štolskou dolinu je Lučné sedlo (2170 m n. m.). Kopské sedlo (1749 m n. m.) odděluje spolu s dolinami Zadné a Predné Medod'oly Belianské a Vysoké Tatry na severovýchodě. Všechny tři lokality sledování půdních teplot se nacházejí nad horní hranicí lesa v nadmořských výškách 1749 – 2170 m n. m. Studované lokality leží na území Tatranského národního parku.



Obr.1. Rozmístění studovaných lokalit a schematické rozdělení Tater (mapový podklad Google Earth)

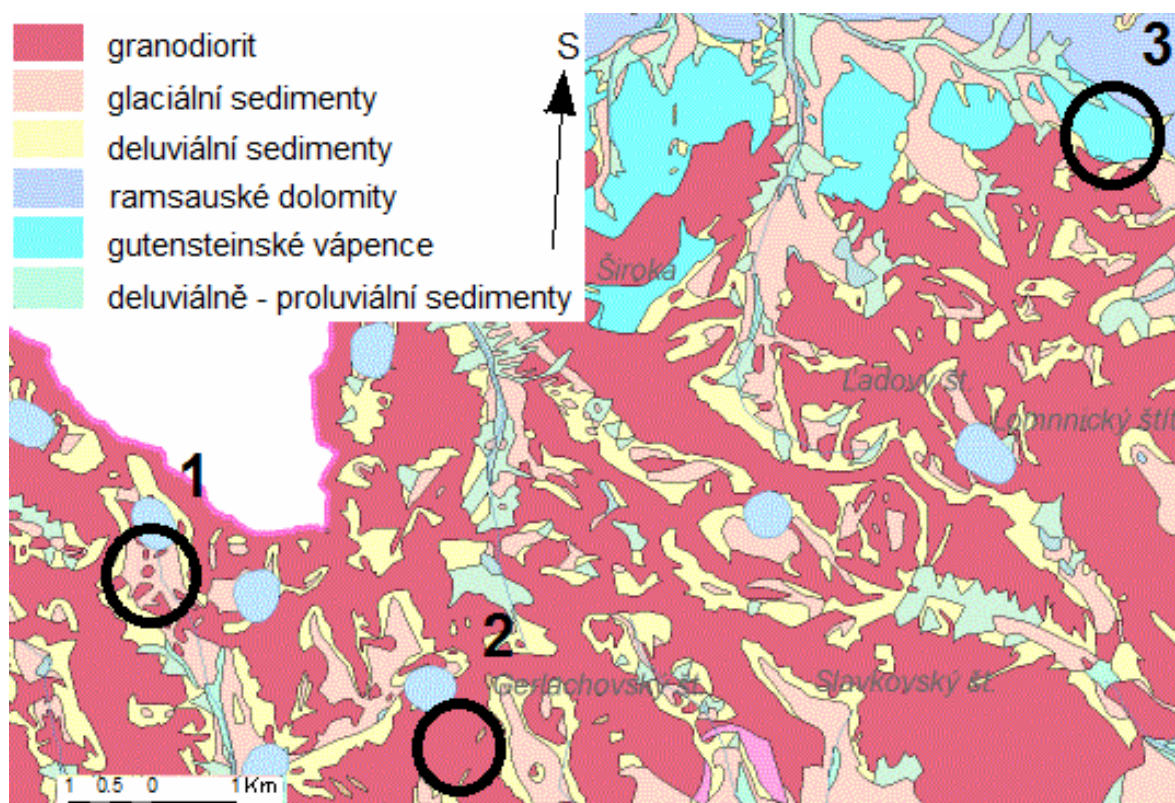
2. 2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Východní Tatry jsou budovány převážně jádrem z krystalických hornin, které na okrajích obklopují druhohorní sedimenty (Obr. 2a).

Krystalické jádro je z větší části tvořeno karbonskými granitoidy (biotitické granodiority a diority), zatímco prekambriické krystalické břidlice (ruly, svory, amfibolity a migmatity) či pozdější horniny permu lze nalézt jen v omezeném množství na několika málo místech (Cambel in Encyklopédia Slovenska 1982). Krystalické břidlice představují soubor regionálně metamorfovaných pelitických sedimentů (Petránek 1993, Kachlík 2005). Mezozoické sedimenty vystupují jen na severním okraji Vysokých Tater, zatímco v Belianských Tatrách se podílí na stavbě celého masívu. Mezozoikum tu má vedle vápenců a dolomitů triasu podobu spodně-triasových křemenců a slepenců, verfěnských břidlic, jurských vápenců a křídových slinitých hornin (Cambel in Encyklopédia Slovenska 1977, 1982).

Sedimenty v severní a severovýchodní části Vysokých Tater jsou od krystalinika odděleny subsekventní sníženinou procházející od Javorové doliny, přes Kopské sedlo, do doliny Kežmarskej Bielej vody (Mazúr in Encyklopédia Slovenska 1982).

Lokality Hincovo pleso a Lučné sedlo jsou tvořeny starým krystalickým jádrem, v němž převládají biotitické granodiority (Obr. 2b). V karu Hincova plesa je krystalinikum částečně překryté kvartérními deluvii (písčito – kamenité a balvanité bloky vytvářející suťové kužely, proudy, skalní řízení kamenná moře a osypy) a glaciálními sedimenty staršího holocénu (úlomky a balvany až bloky ústupových morén). Tyto sedimenty však prakticky chybí na Lučném sedle, vzhledem k jeho poloze nad svahy, z nichž je erodovaný materiál odnášen dolu do údolí. Kopské sedlo se nachází v „přechodné“ oblasti, kde jsou krystalické granitoidy směrem k severu vystřídány triasovými sedimenty. Sedlo je tvořeno převážně jílovitopísčitými břidlicemi s křemennými pískovci a tzv. ramsauskými dolomity a gutensteinskými vápenci staršího a středního triasu (viz Obr. 2b).

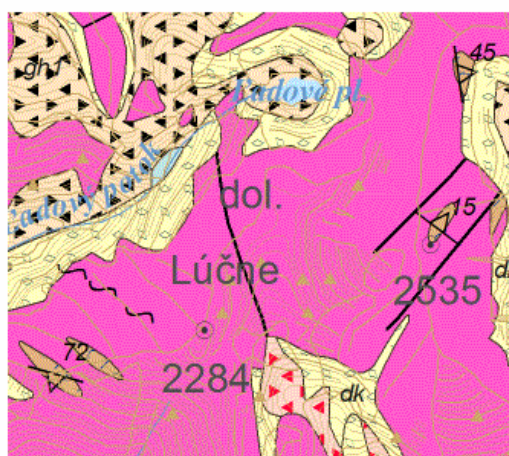


Obr. 1a: Geologická stavba Vysokých a Belianských Tater s vyznačením studovaných území: 1 – Malé Hincovo pleso; 2 – Lučné sedlo; 3 – Kopské sedlo (Geologická mapa SR [online], upraveno)

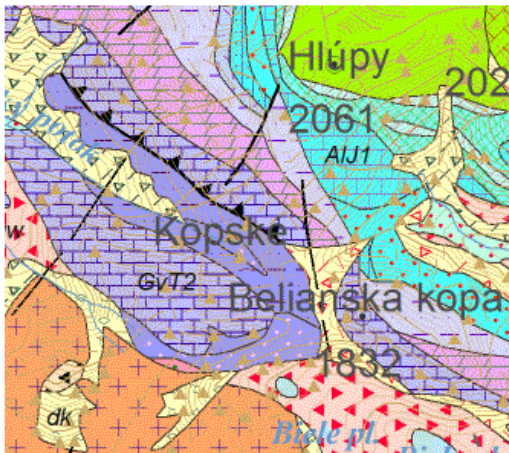
Hincovo pleso



Lučné sedlo



Kopské sedlo



KVARTÉR

Holocén

- glaciální sedimenty: úlomky, balvany až bloky ústupových morén
- fluviální sedimenty: nívní hlíny, písčité až šterkovité hlíny

Pleistocén / holocén

- deluviálně-proluviální sedimenty: hrubé až hrubokamenité dejekční kužely
- deluviální sedimenty: hrubokamenité svahovlny a sutlny
- deluviální sedimenty: písčito-kamenité a balvanovité pcle, proudy a kužely

Preistocén

- clastic fluviální sedimenty: hrubé, balvanovité písčité šterky
- glaciální sedimenty: šterky, balvany a bloky morén

MEZOZOIKUM

Trias

- karpatký keuper: křemenné pískovce, arkózy, slepenca, jílovité břidlice, dolomity
- ramsauské dolomity
- gurenské vápence
- jílovitopísčité břidlice s křemennými pískovci
- lufňanské souvrstí: růžové a červené křemence, křemenné a arkózové pískovce

Jura

- jasaninské souvrstí: světlé, narůžovělé, slabě slinité vápence
- ždiarské souvrstí: deskovité, světlezelené, zelené a červené vápence
- allgauská souvrstí: šedé až černé, emnoznrné jílovité vápence a vápnité jílovce
- světlé až tmavěsvětlé střednězrné až kvarcitové pískovce (babošské křemence)
- kupienecké souvrstí: tmavěsvětlé, zelenkavé jílovito-písčité jílovce až břidlice, vápnité pískovce a písčito-křemcové vápence

Křída

- mrazický souvrstí: tmavěsvětlé slinité vápence, slíny, slínovce, slinité břidlice

KRYŠTALINIKUM

Vyvěřeliny

- hercynské biotické granodiority až tonality s přechody k muskoviticko-biotitickým granodioritům (vysokotatranský typ)
- hercynské leukokratické granity

Metamority

- ruly s poloami vápenato-silikátových metamorfittů

- geologické hranice
- zjištěné zlomy
- předpokládané zlomy
- zakryté zlomy
- příkrovové linie 1. řádu
- státní hranice



Obr. 2b: Geologická stavba blízkého okolí studovaných lokalit (výřezy/přiblížení z Obr. 2a, Geologická mapa SR 2010 [online], upraveno)

2. 3. GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

V hierarchii geomorfologického členění reliéfu Slovenska (Atlas krajiny SR 2002) se Vysoké a Belianské Tatry řadí do Alpsko – himalájského systému, Karpatského subsystému, provincie Západní Karpaty, subprovincie Vnitřní Západní Karpaty, Fatransko – Tatranské oblasti, celku Tatry a podcelku Východní Tatry.

Vzhled současného reliéfu Východních Tater je výsledkem působení alpínské orogeneze a následných erozně-denudačních procesů, které se podílí na modelaci reliéfu i v současné době. První výzdvihy oblasti byly zaznamenány již ve střední křídě, kdy začalo utváření složitého příkrovového systému zvrásněných mezozoických sedimentů (Křižňanský příkrov na severu Vysokých Tater, Chočský příkrov Belianských Tater) (Černík et Sekyra 1969). Příkrovová stavba Belianských Tater vznikala současně s výzdvihem krystalického jádra Vysokých Tater, přičemž intenzita výzdvihu pohoří dosáhla nejvyššího stupně ve svrchním pliocénu, kdy se Vysoké Tatry dostaly nad úroveň přilehlých kotlin přibližně o 1000 – 1500 m (východní část se v důsledku nerovnoměrného výzdvihu zdvihla ještě o 400 – 500 m výše než nižší západní část) (Lukniš in Encyklopédia Slovenska 1977, 1982). Asymetrie výzdvihu podmínila nejen rozdíly ve výškách mezi Západními a Východními Tatrami, ale taktéž mezi úklonem jižních a severních svahů. Zatímco jižní svahy Vysokých Tater jsou v důsledku výzdvihu jižní části oblasti kratší a prudší, svahy severní jsou mírnější a delší (Midriak 1983, Plesník 1971). Tato diferenciacie sklonitosti svahů podmínila rychlost a intenzitu erozních procesů. Lukniš in Encyklopédia Slovenska (1982), s. 429 mj. uvádí, že: „*Vysoko vyzdviženou jižní stranu pohoří toky rychleji rozčleňovaly zpětnou erozí než severní a střední hřeben se tím posouval na sever.*“

Reliéf zděděný z terciéru byl však během pleistocénního zalednění kompletně přemodelován činností ledovců. Původní neogenní povrch ztratil svůj středohorský charakter během střídání glaciálů a vznikl tak unikátní vysokohorský glaciální reliéf ve Vysokých Tatrách a glaciální činností méně ovlivněný kuestový reliéf Belianských Tater (Lukniš 1973). Z celého tatranského celku i Karpat měly zalednění a sněhová pokrývka největší rozsah ve Vysokých Tatrách, kde při síle 50 – 280 m dosahovaly ledovce v posledním, würmském glaciálu délky 3 – 13 km, zatímco v Belianských Tatrách maximální délky 2,5 km (Lukniš, 1973). Nejdelší ledovcové splazy se dle výše uvedeného autora nacházely například v Bielovodské (14 km), Kôprové (12,5 km) či Mengusovské (10,7 km) dolině. Černík et Sekyra (1969) klade výšku sněžné čáry ve Vysokých Tatrách v průběhu posledního glaciálu do nadmořské výšky 1500 – 1600 m.

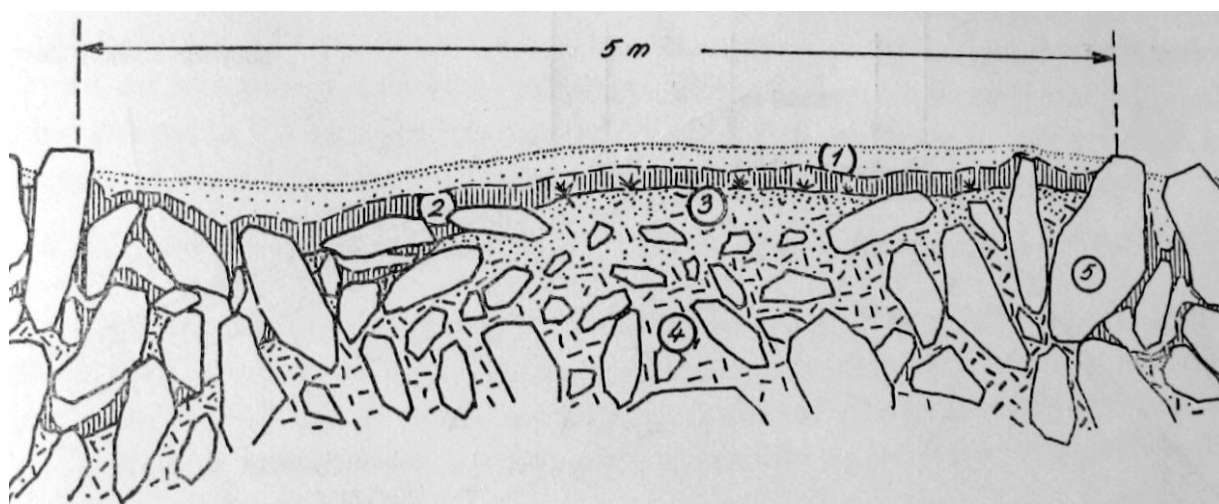
S působením ledovců souvisí vznik celé řady glaciálních tvarů, jak erozních, tak akumulčních. Erozní činností ledu vznikly v závěrech dolin ledovcové kary, dnes často vyplněné jezery (tzv. plesa), údolí tvaru U - trogy (tzv. doliny), skalní stupně, apod. Mezi akumulční tvary se řadí především neutříděný morénový materiál unášený ledovci – boční, čelní a ústupové morény na dnech a v předpolí trogů usazené při jejich ústupu. Následnou činností vody jsou glaciální sedimenty často transportovány a sedimentovány v nižších polohách pohoří (Lukniš 1973). Tam, kde ledovcové působení nedosáhlo takového významu, jako ve Vysokých Tatrách, vznikla namísto skalnatého glaciálního reliéfu kombinace skalnatého reliéfu a reliéfu s hladkými hřbety (Belianské Tatry) (Lukniš in Encyklopédia Slovenska 1982).

Po ústupu ledovců začaly v přetváření reliéfu Východních Tater převažovat další exogenní procesy charakteristické pro skalnaté vysokohorské a horské oblasti. Nejdominantnějšími byly a jsou procesy periglaciální a svahové a s nimi spojený vznik typických tvarů, které jsou v dnešním reliéfu dobře patrné. Na území Belianských Tater však vzhledem k jejich tvárnosti (viz výše) převládají spíše procesy krasové. Svahové a periglaciální pochody jsou zde oproti Vysokým Tatrám zastoupeny v menší míře (Sekyra 1960, Lukniš 1973).

Periglaciální procesy podmíněné mechanickým mrazovým zvětráváním dávají za vznik celé řadě mikroforem jako jsou polygonální půdy, stupňovité girlandové půdy, kopečkovité thufury, dlážděné půdy, mrazové jizvy či stupně a sruby (Sekyra 1960).

Polygonální půdy. Lukniš (1973) ve shodě se Sekyrou (1960) rozlišuje polygonální půdy podle velikosti na velké (makro) polygony s průměry do 7 m a malé (mikro) polygony s průměry v řádu několika dm až jednoho metru. *Makropolygony* se podle výše uvedených autorů vyskytují na hřebeni mezi Křižným a Velkou Kopou (s průměry 5 – 7m), na Lučném sedle, na mírně sklonitém svahu nad Ľadovým plesem, kde dochází k jejich protažení ve směru sklonu svahu (Obr. 3), a také na mírně sklonité stráni Lomnického Štítu v nadmořské výšce 2160 m n. m., kde jsou polygony rovněž protažené. Všechny makropolygony jsou zmiňovány jako fosilní. *Mikropolygony* se nacházejí taktéž na hřebeni mezi Křižným a Velkou Kopou (s průměry 0,5 – 1,2 m), na kamenito-písčitém dnu Skalnatého plesa (průměry polygonů 0,5 – 1 m), na březích Bílého plesa, Batizovského plesa, na moréně v Suché dolině, na jihovýchodně ukloněném mírném svahu ve Štolské dolině a jihovýchodně od Velkého Hincova plesa (Sekyra 1960). *Brázděné půdy*, které vznikají (často za přispění eolických procesů) deformací půd polygonálních na mírně ukloněných svazích (5 – 25°), lze podle Sekyry (1960) nalézt např. na severním svahu Bujačího vrchu v Belianských Tatrách.

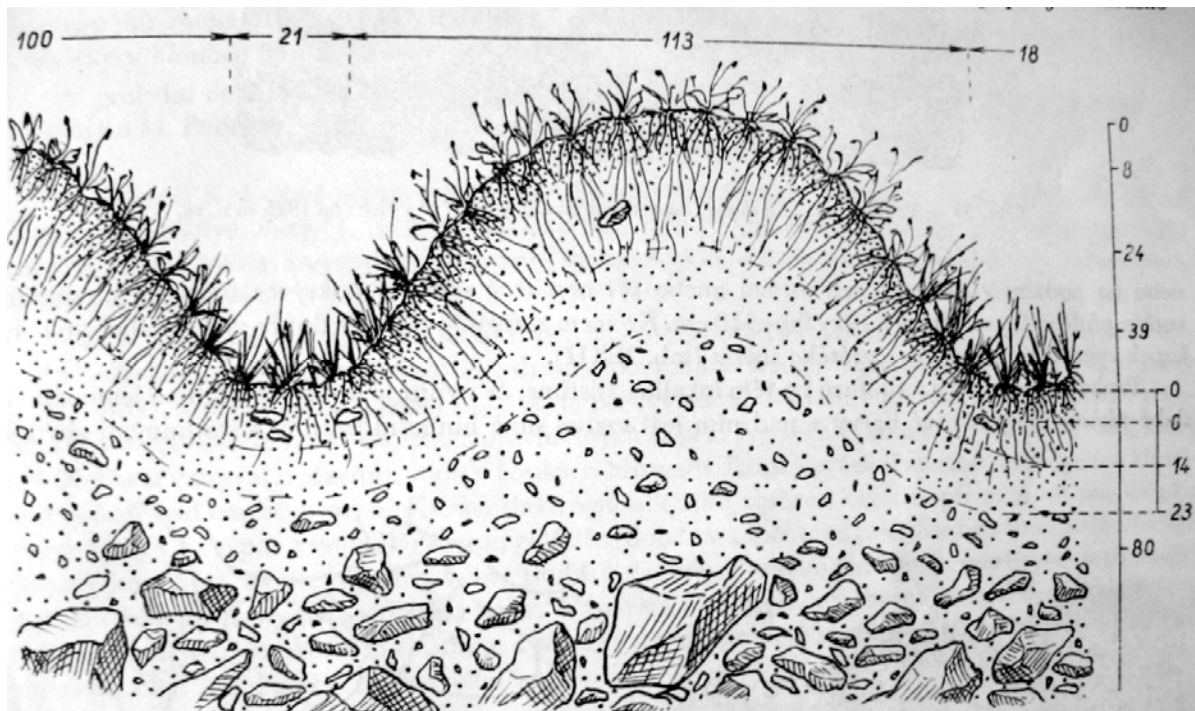
Výskyt *dlážděných půd*, jež se vyvíjejí z hlinitoskeletovitých zemin, je vázán na dna depresi poblíž firnovisek (Sekyra 1960). Přestože jsou tyto tvary ve Vysokých Tatrách zastoupeny méně než polygonální půdy, podle Lukniše (1973) ve shodě se Sekyrou (1960) se objevují na řadě míst, jako je hřeben mezi Velkou kopou a Křižným (patří však již pod okrsek Liptovské kopy), pod Baranními rohy, v ohlazech oblíků pod Laštovčími věžemi či v šelfech Pěti spišských ples v Malé studené dolině. Všechny lokality disponují recentními tvary, podle Sekyry (1960) nejsou na území Vysokých Tater známy žádné fosilní dlážděné půdy.



Obr. 2: Profil makropolygonem na Lučném sedle (2185 m n. m.). 1 – sněhová pokrývka, 2 – led, 3 – drnová vrstva a hlinitý písek s alpským humusem a drobnými úlomky granodioritu, 4 – drť granodioritu s hlinitopísčitou komponentou, 5 – bloky granodioritu (Sekyra 1960)

Mrazové formy reliéfu vzniklé za spolupůsobení vegetačního pokryvu, případně dalších procesů (svahových, eolických) jsou zde zastoupeny zejména v podobě lysinových a girlandových půd a thufurů. *Lysinové půdy* lze podle Lukniše (1973) nalézt např. na Lučném sedle či Kopském sedle. Lukniš (1973) i Sekyra (1960) zmiňují *girlandové půdy* na území Belianských Tater, konkrétně na severozápadním svahu Belianské kopy. Výskyt *thufurů* potvrzují Lukniš (1973) a Sekyra (1960) pouze v oblasti Kopského sedla, kde se kopečky s průměry až 120 cm zdvihají do výšky i 60 cm (Obr. 4). Kopečky, jenž utváří povrchová vrstva silně humózní zeminy s rostlinnými zbytky a uvnitř hlinitopísčité minerální jádro okrové barvy, jsou díky dostatku srážek (přes 1500 mm ročně) prosycovány vodou, což umožňuje výrazné mrazové vzdouvání (Lukniš 1973, Sekyra 1960).

Vedle dominantních periglaciálních a svahových pochodů působí na utváření reliéfu Vysokých Tater také procesy eolické (např. spoluúčast na tvorbě lysinových půd), fluvialní či biogenní (vliv lišejníků) a antropogenní.



Obr. 3: Profil thufurem na Kopském sedle (1760 m n. m.). 0 – 8 cm – drnovina; 8 – 24 cm – silně humózní písčité hlína, prorostlá kořínky trav; 24 – 39 cm – slabě humózní písčité hlína s drobnými úlomky křemenců; 39 – 80 cm – hlinitopísčité humózní diluvium (materiál převážně z triasových křemenců) s ojedinělými úlomky, kterých hlouběji přibývá (Sekyra 1960)

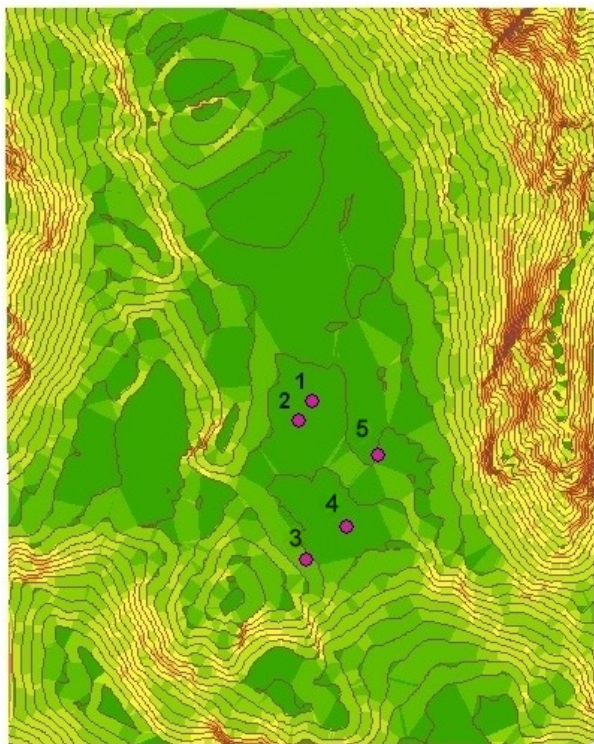
Malé Hincovo pleso (1945 m n. m.) se nachází v závěru trogu Mengusovské doliny. Oblast vznikla pod vlivem glaciálního působení během pleistocénního zalednění a později byla přetvářena kombinací svahových a periglaciálních procesů (mrazové zvětrávání za vzniku strukturních půd, v důsledku narušení stěn karu vznikla skalní říční, suťová, balvanovitá pole, proudy aj.). Dataloggery jsou umístěny v aktivních tříděných polygonech na obnaženém a periodicky zaplavovaném dně Malého Hincova plesa, jehož sklon povětšinou nepřesahuje 10° (Obr.5). Expozice vůči světovým stranám je zde převážně všesměrná (Obr. 6). Polygony vznikají na hrubězrnném detritu o mocnosti více jak 1 metr (Průběžná zpráva řešení grantu „Recentní aktivita strukturních půd ve vybraných oblastech střední Evropy“ 2010).

Lučné sedlo (2170 m n. m.) leží na hřebenu protaženém ve směru západ – východ. Vzhledem k vysoké nadmořské výšce zde převládají procesy mrazového zvětrávání (vznik strukturních půd). Dataloggery se nachází na svazích se sklonem do 30° (Obr. 5) a expozicí východní, resp. severovýchodní (Obr. 6). Vytváření tříděných polygonů je taktéž ovlivněno mocností zvětralinového pláště, která zde dosahuje 2 – 3,5 metrů (Průběžná zpráva řešení

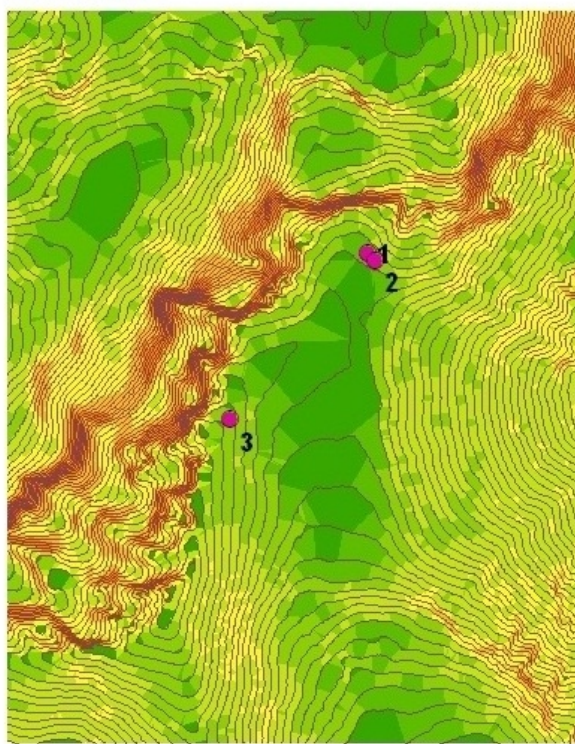
grantu „Recentní aktivita strukturních půd ve vybraných oblastech střední Evropy“ 2010). Složení zvětralinového pláště, na němž vznikají polygony je znázorněno na Obr. 3.

Kopské sedlo oddělující Belianské Tatry s téměř kolmým průběhem vůči Vysokým Tatrám na severu (1749 m n. m.) odpovídá svým charakterem spíše reliéfu hladkých hřebenů Belianských Tater. Přesto se zde nacházejí periglaciální mikrotvary, jako jsou především thufury (Sekyra 1960). Sklon svahů s umístěnými datalogery odpovídá přibližně 20 – 30° (Obr. 5) s expozicí severovýchodní až severozápadní (Obr. 6). Vzhledem k uvedeným charakteristikám lze na mírně závětrných (východních) svazích předpokládat větší sněhovou pokrývku. Thufury se zde vyvíjejí na 1,5 metrů mocné vrstvě zvětraliny (Průběžná zpráva řešení grantu „Recentní aktivita strukturních půd ve vybraných oblastech střední Evropy“ 2010). Charakter zvětraliny tvořící thufury ukazuje Obr. 4.

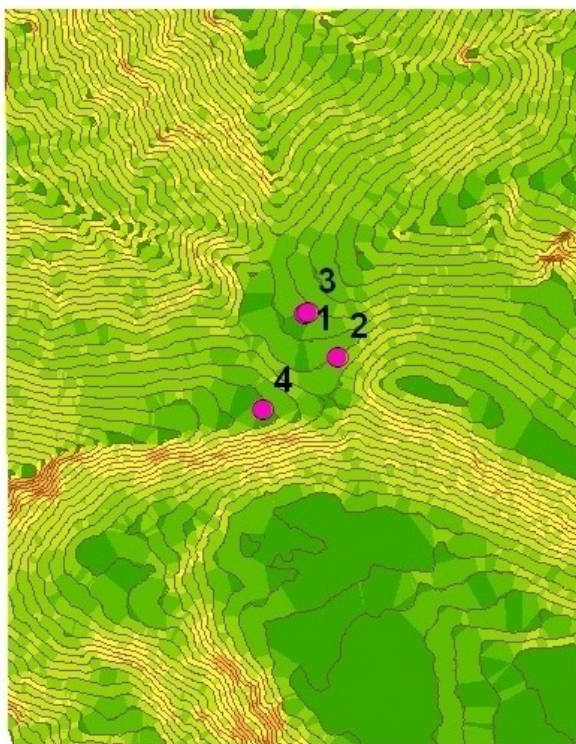
Hincovo pleso



Lučné sedlo



Kopské sedlo



● datalogery
~ vrstevnice po 10 m

sklon (°)

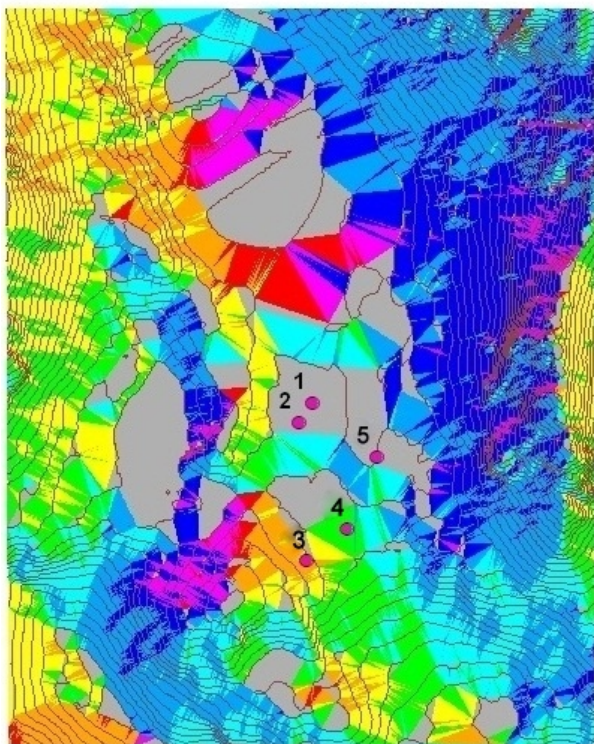
0 - 10
10,1 - 20
20,1 - 30
30,1 - 40
40,1 - 50
50,1 - 60
60,1 - 70
70,1 - 80
80,1 - 90



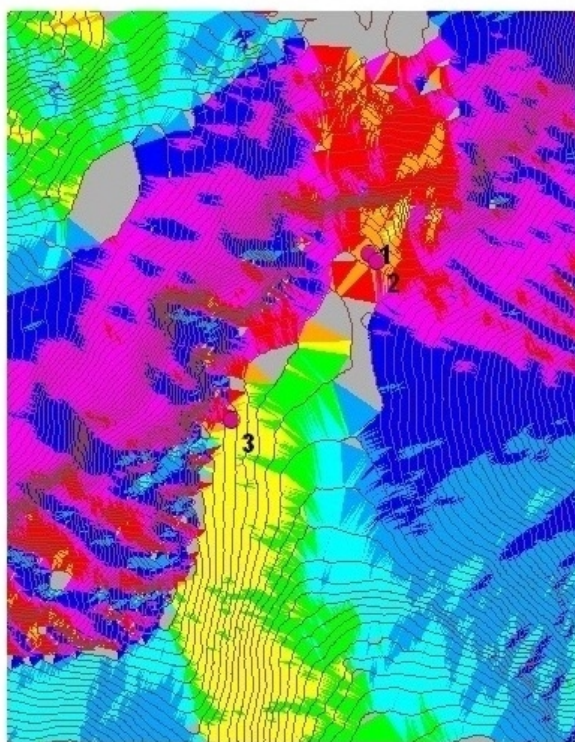
0 250 500 m

Obr. 4: Sklonitostní poměry ve studovaných lokalitách. Pozn.: Jako datalogery jsou zobrazena i umístění teplotních měření vzduchu ve 2 m nad zemí (č. 5 Hincovo pleso, č. 3 Lučné sedlo, č. 4 Kopské sedlo).

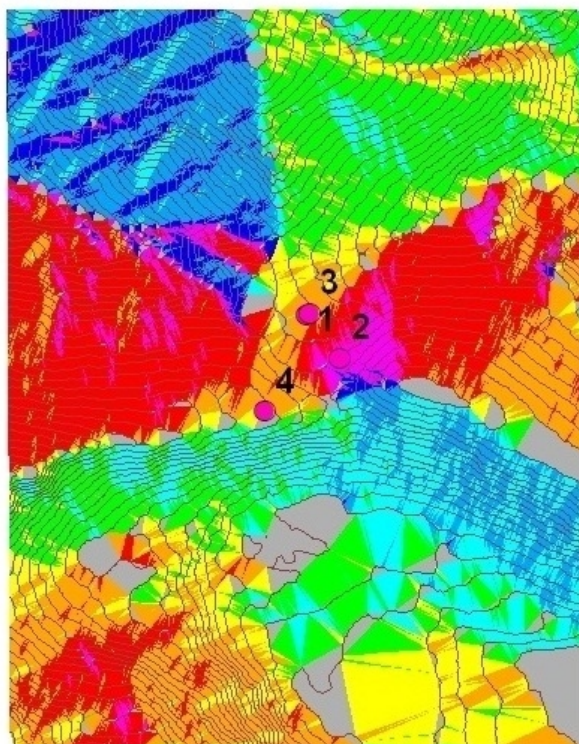
Hincovo pleso



Lučné sedlo



Kopské sedlo



● datalogery

~ vrstevnice po 10 m

orientace

0°

S

SV

V

JV

J

JZ

Z

SZ

S



0 250 500 m



Obr. 5: Orientace svahů vůči světovým stranám ve studovaných lokalitách. Pozn.: Jako datalogery jsou zobrazena i umístění teplotních měření vzduchu ve 2 m nad zemí (č. 5 Hincovo pleso, č. 3 Lučné sedlo, č. 4 Kopské sedlo).

2. 4. KLIMATICKÉ PODMÍNKY

Východní Tatry se vyznačují chladným vlhkým klimatem, které je podmíněné především velkým výškovým rozpětím a členitostí povrchu (Konček in Encyklopédia Slovenska 1982). Podnebí se tak mění v závislosti na nadmořské výšce od úpatí až po vrcholové části. Vertikální zonálnost klimatu (Tab.1) určují rozdíly průměrných teplot a srážek. Je zřejmé, že s rostoucí nadmořskou výškou teplota klesá. Ve Vysokých Tatrách Midriak (1983) rozlišuje tři vertikální stupně podle průměrné roční teploty, a to: -1 až -2 °C v nadmořských výškách 2200 – 2350 m n. m. až 2665 m n. m. (nejvyšší bod Gerlachovský štít), -2 až 0 °C ve výškách 1850 – 2050 m n. m. až 2200 – 2350 m n. m. a 0 až +2 °C ve výškách 1550 – 1650 m n. m. až 1850 – 2050 m n. m. Podle Midriaka (1983) ve shodě s Atlasem krajiny SR (2002) zde lze rozlišit studený horský (vysokohorský) okrsek C₃ (průměrné červencové teploty do 10 °C), chladný horský okrsek C₂ (průměrné červencové teploty v rozmezí 10 – 12 °C) a úpatní mírně chladný okrsek C₁ (průměrné červencové teploty v rozmezí 12 – 16 °C) s tím, že pro okrsek C₃ (většina zájmového území) jsou charakteristické průměrné lednové teploty pod 2 °C. Průměrná roční teplota ve Vysokých (resp. Východních) Tatrách dosahuje velkého rozpětí. Plesník (1971) toto rozpětí charakterizuje teplotami od -3,7 °C na Lomnickém štítě (Obr. 7 – vybrané klimatické charakteristiky z Lomnického štítu), přes 3 – 4 °C na jižním úpatí Vysokých Tater, až po 5 – 6 °C na úpatí Belianských Tater. Zároveň zmiňuje jako nejchladnější měsíc leden a nejteplejší červenec. Členitý vysokohorský reliéf ovlivňuje i změny teplotního zvrstvení atmosféry v podobě výskytu inverzí. Při snížené činnosti větru dochází k usazování těžkého chladného vzduchu v ledovcových karech, trozích a dolinách za vzniku údolních mlh a slunečního počasí ve vyšších polohách, a tak dochází k častým inverzním situacím (sensu Plesník 1971). Na jedné straně charakter reliéfu ovlivňuje klima, na straně druhé klima ovlivňuje reliéf. Midriak (1983) uvádí, že příznačné charakteristiky chladného klimatu Vysokých Tater (vysoké hodnoty slunečního záření, nízké teploty, vysoký srážkový úhrn, množství a doba trvání sněhové pokrývky a síla větru převládajícího směru) markantně ovlivňují geomorfologické procesy a charakter vegetačního období. Přičemž všechny tyto faktory hrají roli při utváření regelačně podmíněných tvarů. Průměrný počet mrazových dní (sensu Midriak 1983), kdy teplota vzduchu klesne pod bod mrazu – zpravidla se jedná o sezónu od září do května až června, dosahuje ve Vysokých Tatrách v nadmořských výškách do 1500 m n. m. 71 – 123 dnů, zatímco nad 1500 m n. m. je to v průměru 58 – 115 dnů (Midriak 1983, sledované období není uvedeno). Vyšší průměrný počet mrazových dnů v nižších nadmořských výškách

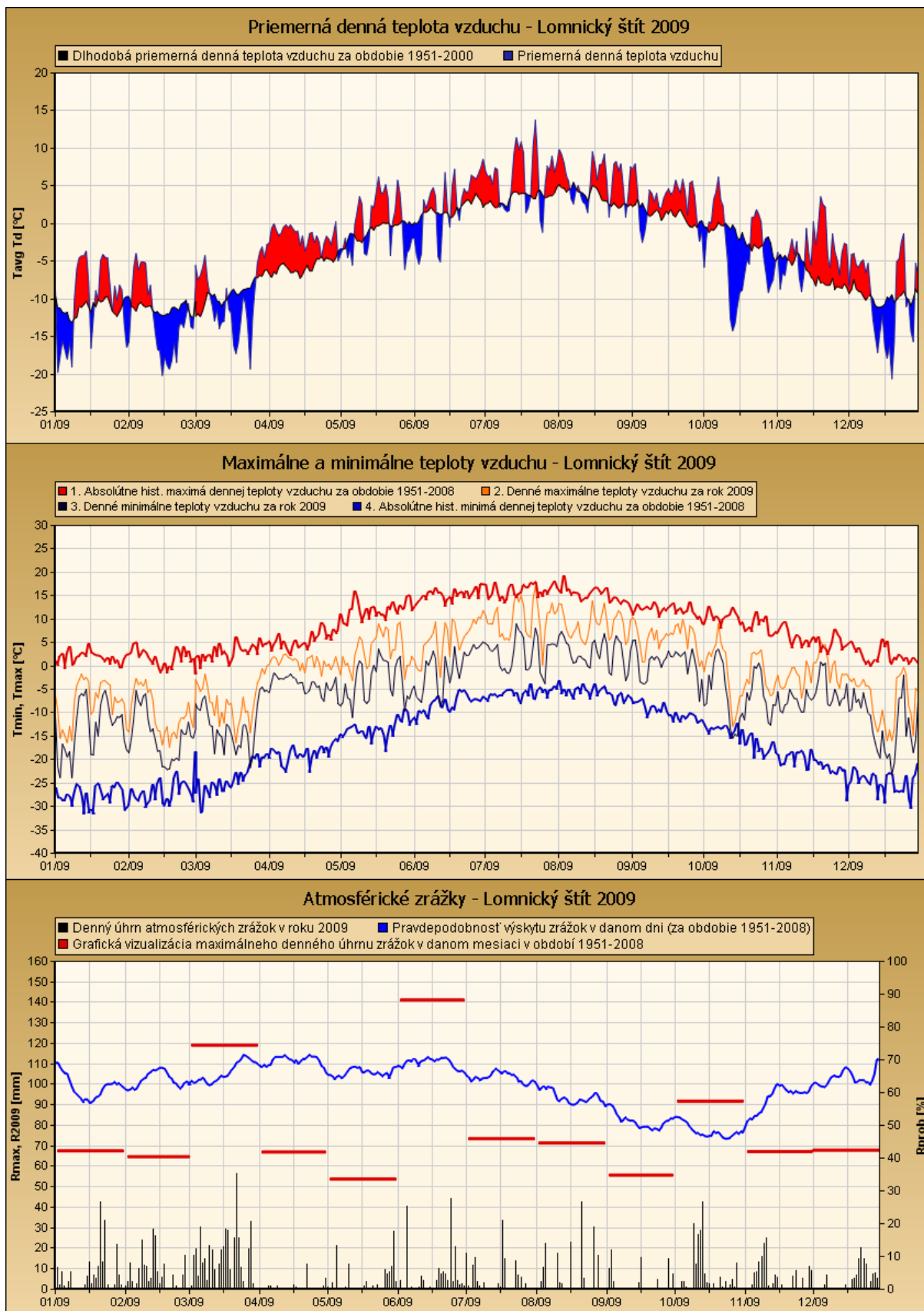
však odporuje vertikální zonalitě, kdy teplota zpravidla s nadmořskou výškou klesá. Tuto diferenci Midriak (1983) odůvodňuje rozdíly v ovlivnění oblačností, slunečním svitem, albedem, vegetací, sněhovou pokrývkou či vyzařováním.

Vysoké Tatry patří k největrnější oblasti Slovenska, kde bývá zaznamenáno přibližně 300 větrných dnů v roce (Konček in Encyklopédia Slovenska 1982). Vlivem převažujícího západního až severozápadního proudění, vypadávají srážky více na západních a severních návětrných svazích hor (Konček in Encyklopédia Slovenska 1982, Midriak 1983). Většina území Vysokých Tater je charakterizována vysokým úhrnem srážek. Dle Atlasu krajiny SR (2002) dosahuje průměrný roční úhrn srážek v této oblasti více jak 1600 mm, nejvyšší části pohoří potom nad 2000 mm, s tím, že v nejsušším měsíci lednu dosahuje průměrný srážkový úhrn 60 – 80 mm v úpatní oblasti (vyšší nadmořské výšky nad 90 mm) a naopak v červenci je průměrný úhrn srážek při úpatích 140 – 150 mm, ve vyšších polohách i nad 180 mm (sledované období 1961 – 1990). Nutno podotknout, že na jižních svazích se objevují nižší hodnoty průměrných srážkových úhrnů než na severozápadních návětrných svazích (sensu Plesník 1971).

Množství a doba trvání sněhové pokrývky stoupá s rostoucí nadmořskou výškou (Plesník 1971). I v tomto ohledu se tedy uplatňuje význam vertikální členitosti reliéfu. Sněhová pokrývka dosahující průměrně mocnosti 100 – 150 cm se v nejvyšších částech, tj. ve Vysokých Tatrách, udrží 250 dní v roce, v zastíněných polohách mnohdy po celý rok ve formě firnových polí (Konček in Encyklopédia Slovenska 1982). Podle Atlasu krajiny SR (2002) se sněhová pokrývka v nižších částech pohoří (přibližně nadmořské výšky lokalit Hincovo pleso a Lučné sedlo) vyskytuje po 200 – 250 dní a dále (Kopské sedlo) je to 180 – 200 dní v roce (průměry z let 1961 – 1990).

Tab. 1: Průměrné lednové a červencové teploty a roční úhrn srážek v geomorfologickém celku Tatry podle Konček in Encyklopédia Slovenska (1982)

Poloha	Průměrné teploty (°C)		Roční úhrn srážek (mm)
	Leden	Červenec	
Nejnižší – úpatí	- 5 – -6,5	13,5 – 16	800 – 1100
Střední – do 1400 – 1600 m n. m.	-6 – -7	11,5 – 13,5	1000 – 1400
Nejvyšší – nad 1400 – 1600 m n. m.	-7 – -11	4 – 11,5	1400 – 2130



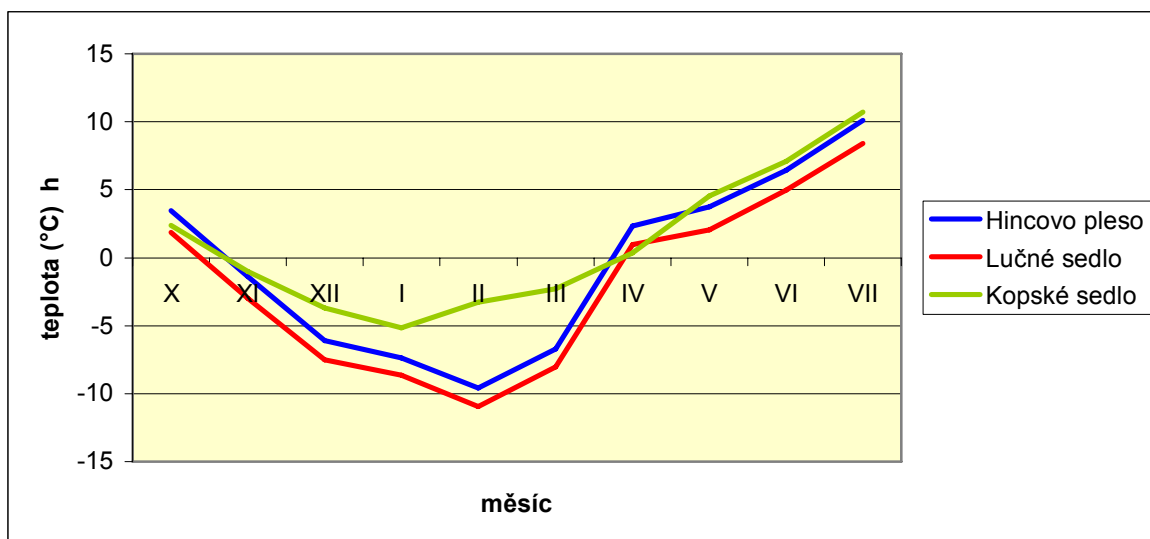
Obr. 7: Vybrané klimatické charakteristiky z meteorologickej stanice na Lomnickém štítě (2634 m n. m.) (Slovenský hydrometeorologický ústav [online])

Všechny tři sledované lokality se nacházejí nad horní hranicí lesa, v polohách nad 1600 m n. m., kde panují extrémnější klimatické podmínky (nízké teploty, vysoký srážkový úhrn a dlouhotrvající sněhová pokrývka). Z toho také vyplývají specifické podmínky jednotlivých oblastí, které jsou navíc umocněny charakterem reliéfu přímo v dané lokalitě (orientací svahu, sklonem svahu, nadmořskou výškou). Průměrné měsíční teploty vzduchu (Obr. 8) získané z měření v sezóně 2008/2009 (Křížek, Tremel, Engel, 2008-2010) jednoznačně ukazují na vertikální zonálnost klimatu. V měsíci lednu bylo dosaženo nejnižších průměrných teplot (-8,6 °C) v nejnižše položené lokalitě Lučné sedlo (2170 m n. m.), dále pak -7,4 °C na Hincově plese (1945 m n. m.) a -5,1 °C na nejnižším Kopském sedle (1749 m n. m.).

Největší absolutní minimum -21,55 °C bylo zaznamenáno 3.1.2009 ve 4:00 na Lučném sedle (na Hincově plese bylo absolutní minimum -20,04 °C dne 19.2.2009 v 19:00 a na Kopském sedle -15,11 °C dne 22.11.2009 v 6:00). Zajímavostí mezi minimy je korelace naměřených teplot v lokalitách Lučné sedlo a Hincovo pleso (s rozdílem přibližně 1 – 2 °C), neboť v pořadí další nejnižší teploty jsou v obou případech z nočních a ranních hodin (00:00 – 8:00) taktéž dne 3.1. Takže tento den byl z hlediska naměřených negativních teplot ve Vysokých Tatrách prokazatelně extrémní. Naopak Kopské sedlo vykazuje vzhledem ke své poloze a klimatickým podmínkám (viz výše) naprosto rozdílný trend – nejen ve vyšších absolutních teplotách, ale také v období, kdy byly lokální extrémy zaznamenány (téměř celá druhá polovina listopadu). Teplota 0°C byla na všech sledovaných místech poprvé od zahájení měření překročena hned v první (celý) den měření, tedy 13.9. mezi druhou a třetí hodinou ranní (pozn. na Kopském sedle je to až druhý den měření). Během dne či následující noci však došlo k jejímu návratu ke kladným hodnotám, ačkoli například na Lučném sedle toho dne záporná teplota přesáhla dokonce -4 °C. Prvním mrazovým dnem, kdy teplota zůstala pod 0 °C po celých 24 hodin (od 00:00 do 23:59 hod.) bylo 16. září na Kopském a Lučném sedle a 18. září na Hincově plese. Nejvíce mrazových dní ve sledovaném období proběhlo na Kopském sedle, zatímco nejméně to bylo na Hincově plese (Tab. 2).

Tab. 2: Vybrané teplotní charakteristiky studovaných lokalit (dataloggerová měření 2008/2009). Pozn. Přesný datum a čas záznamu hodnot jsou uvedeny výše v textu.

	Hincovo pleso	Lučné sedlo	Kopské sedlo
Absolutní minimum (°C)	-20,04	-21,55	-15,11
Průměrná teplota prvního mrazového dne (°C)	-2,3	-3,22	-1,62
Průměrná teplota dne s absolutním minimem (°C)	-15,76	-17,38	-13,59
Počet mrazových dnů	125	147	174



Obr. 8: Průměrné měsíční teploty vzduchu studovaných lokalit v období říjen 2008 – červenec 2009 (dataloggerová měření 2008/2009). Pozn. Vzhledem k datu počátku a konce měření, které se přesně neshodují s prvním a posledním dnem měsíce byly vynechány údaje za měsíc září a data za měsíc červenec jsou neúplná (měření byla zakončena 28. – 30.7.2009).

2. 5. HYDROLOGICKÉ PODMÍNKY

Hydrologicky lze Východní Tatry zařadit do úmoří Baltského moře (povodí Popradu a Dunajce) a jen nepatrné množství vody odtéká do úmoří Černého moře (západní okraje odvodňované Váhem (Černík et Sekyra 1969). Většina území Východních Tater (od hřebene Soliska na východ, tzn. území, v němž se nacházejí všechny tři studované lokality) spadá do povodí Popradu, které svou rozlohou zabírá přibližně 4,9 % rozlohy Slovenska a je charakterizováno poměrem výpar:srážky – 59 %: 41 % (Atlas krajiny SR 2002). Vysoká vodnost řeky se vztahuje k období duben až červenec (resp. srpen) s podružným nevýrazným zvýšením vodnosti koncem podzimu a začátkem zimy (Atlas krajiny SR 2002). Všechny tatranské vodní toky mají typický vysokohorský přechodně sněhový odtokový režim s maximy průtoků od května do června a minimy v zimních měsících lednu a únoru (Dzubák in Encyklopédia Slovenska 1982). Nejvíce kulminačních průtoků bylo průměrně dosaženo v červenci na Popradě (v Matějovcích) – 25 % a na Belé (v Podbanském) – 24 %, naopak nejvíce průměrných minimálních průtoků bylo zaznamenáno v únoru na Popradě (Matějovce) – 35 % a v květnu na Belé (Podbanské) – 40 % (období 1931 – 1980, Atlas krajiny SR 2002).

Vysoké hodnoty hydrometrických ukazatelů jsou dány rázem svažitého vysokohorského reliéfu, který urychluje průtok vody v horských vodních tocích a zvyšuje hodnotu specifického odtoku (za přispění vysokého množství srážek – viz kap 2. 4.). Nejvyšší průměrný specifický odtok (za období 1931 – 1980) vykazují celé Vysoké Tatry včetně

úpatních částí (nad $40 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$), zatímco Belianské Tatry již spadají do intervalu 30 – 40 $\text{l/s}\cdot\text{km}^2$ (izolinie $40 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ probíhá přibližně po východním úbočí Vysokých Tater, přes Kopské sedlo a po hřebeni Belianských Tater přes vrchol Havrana) (Atlas krajiny SR 2002).

Z hor odtéká voda dolinami prostřednictvím velkého množství potoků a řek, které překonávají členitý terén, často vysoké skalní stupně, na nichž vznikají vodopády (např. vodopád Skok ve Furkotské dolině, Obrovský vodopád v Malé Studené dolině – Obr. 9). Oblast se vyznačuje velkým množstvím ledovcových jezer (tzv. plesa), zejména karových. Dzubák in Encyklopédia Slovenska (1982) uvádí jako největší a zároveň nejhlubší (karové) jezero ve slovenské části Tater Hincovo pleso v Mengusovské dolině (20,08 ha). Na vodních tocích vznikla také jezera hrazená morénovým materiálem (např. Batizovské pleso).

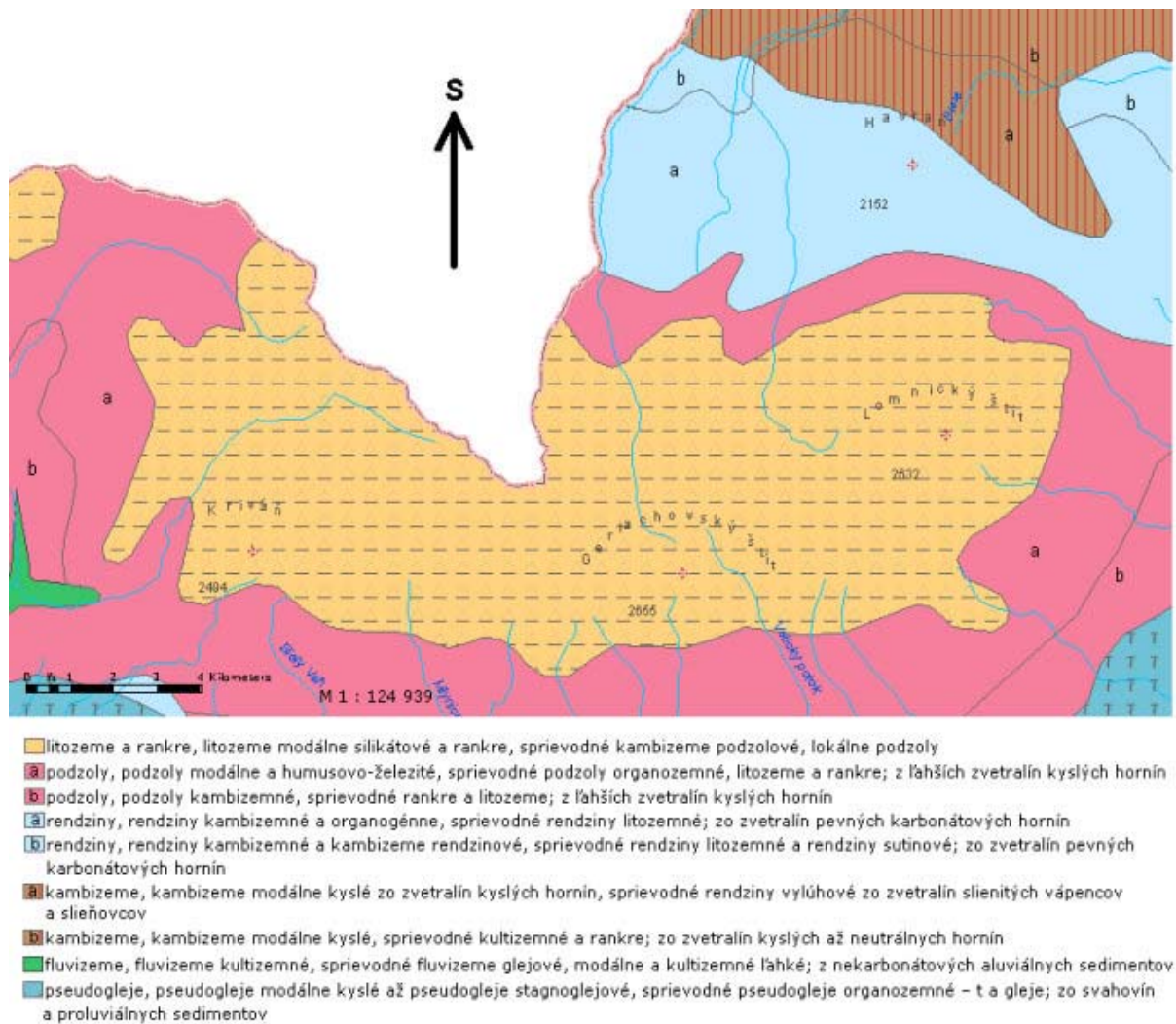
Zásoby podzemní vody jsou akumulovány zejména v morénových valech a dalších fluvio-glaciálních sedimentech (Dzubák in Encyklopédia Slovenska 1982). Zvláštním případem propustnosti povrchu jsou Belianské Tatry s krasovým a krasovo – puklinovým typem propustnosti (Atlas krajiny SR 2002). Podzemní voda vytváří ve vápencových a dolomitových oblastech Belianských Tater a severního okraje Vysokých Tater krasový reliéf v podobě jeskyň (např. Belianská jeskyně) a dalších krasových tvarů.



Obr. 9: Obrovský vodopád na Malém Studeném potoce – v létě a v zimě

2. 6. PEDOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Stejně, jako je vertikální zonálností podmíněno klima, je jí podmíněné i rozmístění půd. V úpatních částech jsou půdy obecně vyvinutější, zatímco s rostoucí nepřízní přírodních podmínek ve vyšších polohách, klesá jejich úrodnost a vyvinutost. V nižších částech pohoří se rozprostírají hnědé lesní a podzolové půdy, výše železité podzoly, rankery, rezavé půdy, lokálně histosoly, v nejvyšších částech převažují histosoly, nevyvinuté půdy typu rankerů a podzoly (Lukniš in Encyklopédia Slovenska 1982). Atlas krajiny SR (2002) půdní typy blíže specifikuje na výskyt litozemí modálně silikátových, doprovodných kambizemí podzolových, v nižších polohách výskyt podzolů modálně humosovo-železitých, doprovodných podzolů organozemních, litozemí a rankerů z lehčích zvětralin kyselých hornin (Obr. 10). Na karbonátových horninách jsou vyvinuté rendziny a litosoly (Lukniš in Encyklopédia Slovenska 1982).



Obr. 10: Půdní typy Východních Tater (Atlas krajiny SR [online], upraveno)

Půdy na území Vysokých Tater jsou střední propustnosti s velkou retenční schopností a extrémně až silně kyselou půdní reakcí (kyselé pH do 5,5) (Atlas krajiny SR 2002). Podle typu půdotvorného substrátu rozlišuje Midriak (1983) snadno propustné půdy štěrkopísčité až hlinité na granodioritech (kdy díky zvýšené propustnosti zrnitostně lehkých hornin dochází k rychlejší podzolizaci) a hlinitojílovité půdy na břidlicích (často na svazích, kde díky obsahu skeletu v horních partiích vznikají rankery). Podle Atlasu krajiny SR (2002) jsou ve Vysokých Tatrách půdy převážně velmi silně kamenité a silně kamenité (z hlediska kamenitosti) a zrnitostně se jedná o půdy převážně hlinitopísčité, v Belianských Tatrách až hlinité.

2. 7. BIOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA

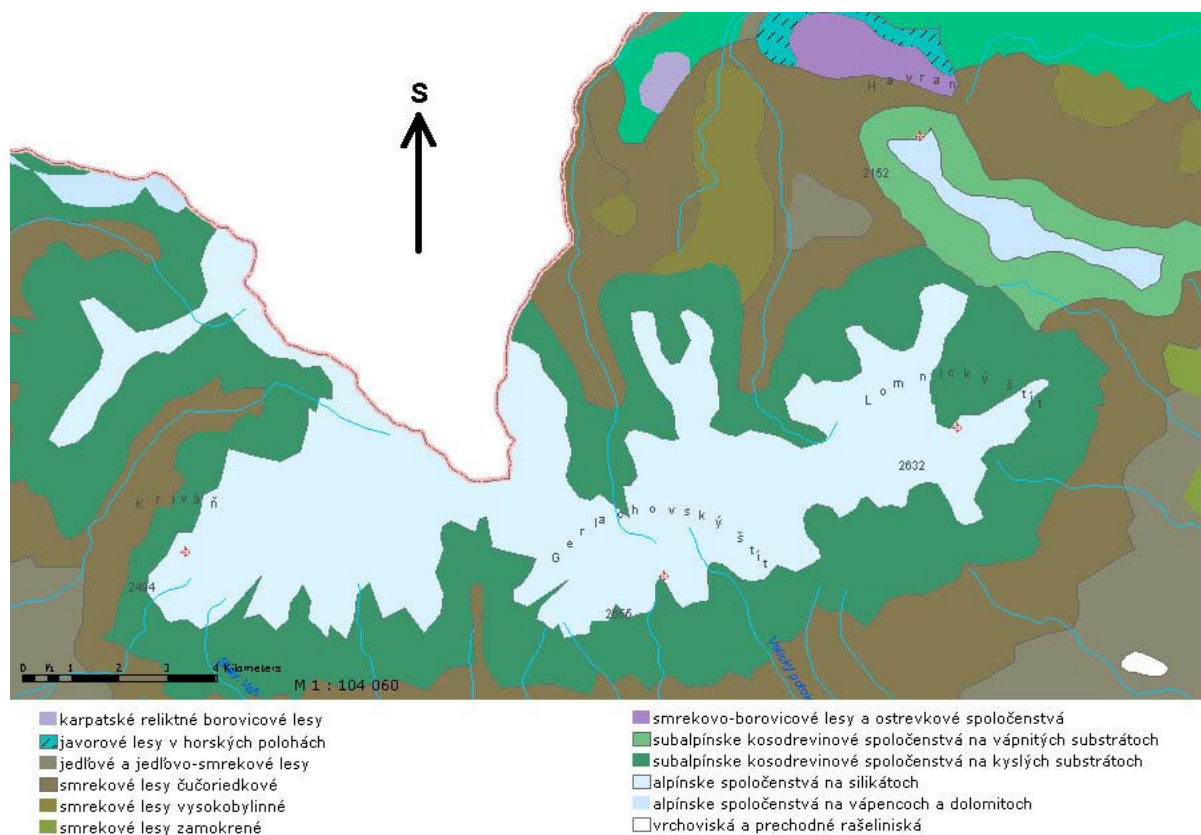
2. 7. 1. Vegetace

Fytogeograficky patří Východní Tatry do oblasti holarktické, podoblasti eurosibiřské a provincie střeoevropské (Atlas krajiny SR 2002).

Vysokohorský charakter oblasti vytváří prostředí pro výskyt specifických rostlinných a živočišných druhů podmíněný zejména klimatickými a pedologickými faktory. Nachází se zde velké množství vysokohorských rostlinných společenstev vázaných na alpínský, subalpínský a zejména ve Vysokých Tatrách subnivální stupeň (Jurko in Encyklopédia Slovenska 1982). Potenciální přirozená vegetace zahrnuje zejména alpínská travinná společenstva, subalpínské kosodřevinné společenstvo a smrkové lesy (viz Obr. 11). Podle Černíka et Sekyry (1969) se zde vyskytuje přibližně 250 druhů horských rostlin (např. borovice kleč, *Pinus mugo*), z čeho je 25 druhů endemitických. Zastoupena jsou typická společenstva na vápencích a dolomitech, např. dryádka osmilítková (*Dryas octopetala*), a na křemencích, např. prvosenka nejmenší (*Primula minima*) či hořec ledový (*Gentiana frigida*) (Futák in Encyklopédia Slovenska 1977). Mezi endemitické druhy patří např. borovice limba (*Pinus cembra*) (Jurko in Encyklopédia Slovenska 1982).

Midriak (1983) zmiňuje 4 vegetační stupně, které lze ve Vysokých Tatrách rozpoznat; jedná se o jedlovo-bukový, jedlovo-smrkový, smrkový stupeň a stupeň kosodřeviny. Horní hranice lesa zasahuje podle Jurka in Encyklopédia Slovenska (1982) ve Vysokých Tatrách až do výšky 1650 m n. m. (průměrnou výšku klade Midriak (1983) do 1412 m n. m.), v Belianských Tatrách 1560 m n. m. a souvislé porosty kosodřeviny do 1800 m n. m. Lesy mají charakter smrkových monokultur. Tyto lesy byly vážně zasaženy větrnou kalamitou dne

19.11.2004. Vichřice s rychlostí větru v nárazech až 200 km/hod jen na území Tatranského národního parku zcela nebo částečně vyvrátila přes 120 mil. m³ lesních porostů (Jankovič 2006).



Obr. 10: Potenciální přirozená vegetace (Atlas krajiny SR [online], upraveno)

2. 7. 2. Živočišstvo

Živočišstvo se ve Vysokých Tatrách vyskytuje na nejrůznějších typech stanovišť – od jehličnatých lesů, přes klečové porosty až po skalní stěny a vodní toky. Výskyt živočišných druhů je podobně jako vegetace podmíněn vysokohorským charakterem reliéfu. Známa jsou množství endemitů, jako např. hraboš sněžný tatranský (*Microtus nivalis mirhanreini*), či reliktních druhů – svišť horský (*Marmota marmota*) a kamzík horský (*Rupicapra rupicapra*), a další významné živočišné druhy: medvěd hnědý (*Ursus arctos*), rys ostrovid (*Lynx lynx*), kočka divoká (*Felis silvestris*), jelen lesní (*Cervus elaphus*), zmije obecná (*Vipera berus*), orel skalní (*Aquila chrysaetos*) ad. (Černík et Sekyra 1969, Ferianc in Encyklopédia Slovenska 1982).

3. REGELACE

Regelace (cyklus mrznutí a tání) je obecně proces, při němž vlaha či voda a roztoky obsažené v půdě, skále a jiném materiálu dochází k fázové přeměně (French 2007). Střídání mrznutí a tání, tzv. regelační cykly, se projevují v různých časových i prostorových měřítkách. Činnost mrazu je součástí kryogenních procesů, které v periglaciální zóně vytváří typické povrchové tvary reliéfu (French 2007, Křížek et al. 2005). Periglaciální zóna (či prostředí) je zahrnuta v kryosféře, jež se na pevnině podle Frenche (2007) projevuje vedle sezónně zamrzající půdy i sezónní sněhovou pokrývkou, horskými a štítovými ledovci a permafrostem. Midriak (1983) definuje periglaciální prostředí jako „*klimaticko-morfogenetické oblasti, kde se vliv reliéfortvorných procesů uplatňuje mnohem silněji než jinde*“ a uvádí, že periglaciální zóna nezahrnuje pouze oblasti v blízkosti pleistocénního zalednění, nýbrž i polární a subpolární krajiny a území v těsné blízkosti současného zalednění. Regelace není ovlivněna pouze fyzikálním stavem atmosféry, ale především fyzikálními a chemickými vlastnostmi samotné půdy, příp. jiného skalního podloží (French 2007). V přirozených podmínkách krajinné sféry dochází k interakci obou prostředí a výsledek projevu mrazové činnosti je závislý jak na vlastnostech půdy, tak na stavu vnějšího okolí.

Přestože jsou atmosférické teploty dobrými indikátory periglaciálního klimatu, rozhodujícími faktory pro stanovení regelace jsou podle Frenche (2007) sezónní sněhová pokrývka, půdní vlhkost (tepelná vodivost) a teplotní vlastnosti půdy.

Při studiu regelace je tedy nutné brát v úvahu celou řadu faktorů, které ji ovlivňují, a také zkoumat prostorové projevy činnosti mrazu, které mohou pomoci definovat podmínky vzniku a průběhu regelačních cyklů. V neposlední řadě je zapotřebí zohlednit časové měřítko, jež dokáže stanovit například, zda-li regelační cyklus vůbec proběhl. Regelaci lze tedy správně definovat, pokud budou zohledněny veškeré faktory ovlivňující vznik i průběh regelačních procesů (tzn. vlastnosti daného prostředí), procesů vedoucích ke vzniku specifických půdních tvarů a časové měřítko.

3. 1. PODMÍNKY VZNIKU REGELACE

Okolnosti vedoucí k zamrznání půd jsou podmíněny celou řadou faktorů. Samotný mrazový proces není ovlivněn pouze charakterem mimopůdního prostředí, ale je spjat především s fyzikálními a chemickými vlastnostmi půdy.

Pro pochopení principu regulace je nejprve nezbytné zmínit základní procesy probíhající v půdě a podmínky jejich vzniku (podle Frenche 2007, Kozłowskiho 2004, Yershova 2004, aj.):

1. Dosažení teploty 0 °C:

- nemusí vždy nutně indikovat začátek zamrzání půdy či vody. Půdní vláhá či podzemní voda totiž často obsahuje rozpuštěné soli, které teplotu mrznutí snižují. Vzhledem k obvykle nízké koncentraci solí ve vodě se však teplota fázové přeměny pohybuje blízko hranice 0 °C, zpravidla okolo -0,1 °C (viz kap. 3. 2.).
- je příčinou zmrznutí čisté vody, s nárůstem objemu o 9 %. Díky změně objemu vody dochází např. k mrazovému vzdouvání (*frost heave*) a k mrazovému třídění (*frost sorting*). Avšak přímou příčinou mrazového vzdouvání není zvětšení objemu vody při jejím mrznutí, ale překonání pevnosti zmrzlé nadložní vrstvy půdy tím, jak led nabývá na objemu. Tento proces je spojen s migrací vody do mrznoucí zóny (kryosukce) a tvorbou ledových čoček (viz kap. 3. 3.).

2. Závislost na charakteru minerálních částic. Množství mrznoucí vody závisí na povaze povrchu různých minerálních částic, s odlišnou adsorpcí, jež snižuje volnou energii vodního filmu při povrchu částic. „Zmrzlá“ půda tak stále obsahuje nezmrzlou vodu díky přítomnosti vodního filmu mezi půdním ledem a minerálními částicemi. Vodní film se s poklesem teploty ztenčuje, což vysvětluje různé množství vody obsažené v rozdílných půdách při záporných teplotách. (viz kap. 3. 2. 2.)

3. Vliv mrznutí půdy na její tepelné vlastnosti. Výrazné promrzání půdní vody ovlivňuje tepelné vlastnosti půdy tak, že, pokud se s poklesem teploty změní množství půdní vody či ledu, dojde ke změně tepelné vodivosti zmrzlé půdy a nárůstu tepelné kapacity (a naopak).

4. Ovlivnění intenzity a množství regulačních cyklů zápornými teplotami. Intenzita a počet fázových přeměn vody na led jsou ovlivněny délkou trvání a intenzitou poklesu teploty pod 0 °C (viz kap. 3. 3.).

5. Význam kapilarity. Čím jsou půdní částice menší, tím je mezi nimi větší kapilarita (soudržná síla mezi jednotlivými částicemi). Voda v menších prostorech zmrzá rychleji. S příchodem mrznutí a následným vznikem ledu dochází ke zmenšování

prostoru pro nezmrzlou vodu a tím i k poklesu její volné energie¹. To se nejlépe projevuje u dobře vytríděných sedimentů. Kapilarita podmiňuje kryosukci, jež je příčinou migrace vody do mrznoucí zóny (viz kap. 3. 3.).

6. Role latentního tepla při fázové přeměně vody. Na začátku mrznutí půdy zůstává její teplota přibližně konstantní, dokud nedojde k uvolnění veškerého latentního tepla, vyrovnání teplotního gradientu a tepelné vodivosti (viz kap. 3. 2. 1.).

7. Tlak snižuje teplotu fázové přeměny vody. K mrznutí tak dojde například vlivem vysokého tlaku hluboko pod postupujícím ledovcem i v podmínkách bez působení mrazu.

3. 2. PROCES FÁZOVÉ PŘEMĚNY VODY

Podstatou regelačních procesů je fázová přeměna vody obsažené v půdě na led (mrznutí) a naopak přeměna půdního ledu na vodu (tání). Od charakteru průběhu těchto dvou základních procesů se odvíjí charakter celého regelačního cyklu. Počátek fázové přeměny vody lze označit termínem bod mrazu („*freezing point*“), který je charakterizován určitou teplotou začátku celého procesu mrznutí vody (Kozłowski 2004).

3. 2. 1. Volná voda

Fázová přeměna vázané vody v půdě funguje na podobném principu jako fázová přeměna volné vody. Pro přesné vysvětlení změny skupenství půdní vody je tedy nejprve nezbytné objasnit základní procesy mrznutí a tání volné vody (Yershov 2004).

Při výkladu fázové změny vody budou používány následující veličiny:

E_k ... kinetická energie molekul vody/ledu;

E_b ... vazebná energie molekul vody/ledu.

V podstatě lze rozlišit 3 základní fáze, které jsou charakterizovány vztahy mezi těmito veličinami. Vztahy mezi energiemi (E_k a E_b) jsou dány změnou teploty vody/ledu (Yershov 1986 in Yershov 2004):

1. $E_k < E_b$... V okamžiku, kdy je teplota ledu blízká 0 °C, je každá jeho molekula stále na svém místě v krystalové mřížce a kinetická energie je menší než

¹ Volná energie je část vnitřní energie, kterou lze přeměnit na práci, resp. použít na energetickou přeměnu. (Všeobecná encyklopedie Diderot 1999). Volná energie vody je tedy při poklesu teploty vydávána na fázovou přeměnu, proto dochází k jejímu snižování v průběhu mrznutí půdy.

vazebná energie mezi molekulami ledu či energie interakce s okolními molekulami (mezimolekulární vazebná energie).

2. $E_k = E_b$... s růstem teploty se zvyšuje rychlost molekulárního pohybu. Dodávaná energie je však spotřebována na přerušení molekulárních vazeb v krystalové mřížce a na skoky molekul, jakmile E_k překoná E_b . V této fázi dochází ke zpretrhání více jak 9 – 13 % vodíkových vazeb, jejichž výsledné množství je podmíněno vztahem mezi teplem tání (5,9 kJ/mol) a teplem potřebným pro sublimaci ledu (48,1 kJ/mol).

3. $E_k > E_b$... Přerušení dostatečného množství vodíkových vazeb a nárůst skoků molekul vede k vytvoření dostatečného množství mezer v krystalové mřížce ledu a tím k rozrušení struktury ledu na menší části. Vznikají tak skupiny molekul, pro jejichž existenci je nezbytný dostatek přerušených vodíkových vazeb a zároveň dosažení vibračního (rotačního) Brownova pohybu okolo rovnovážných center molekul. S dalším dodáním tepla do systému již teplota ledu neroste, ale dodávané teplo je spotřebováno na nárůst kinetické energie molekul v molekulových asociacích (tedy k *tání* těch částí ledu, jež „zbyly“ po prvotním narušení krystalové struktury ledu).

Teplota celého systému začíná růst až ve chvíli, kdy tání a i rušení vodíkových vazeb končí.

Jedná se tedy o funkci latentního tepla při fázové změně vody, které je spotřebováno na změnu skupenství. Během tohoto procesu musí teplota celého systému nutně stagnovat, neboť při dodávání tepla (zvyšování teploty) do systému, dochází k jeho spotřebování na změny v krystalové mřížce H_2O a tím na změnu pevné fáze na fázi kapalnou. Po skončení fázové přeměny dodávání dalšího tepla již přirozeně pokračuje odpovídajícím nárůstem teploty systému.

Proces fázové přeměny vody má podobný průběh i v opačném směru, tedy při *mrznutí*. Tehdy dochází ke změnám ve vztazích molekul kapalně vody a utváření nové krystalové mřížky pevného ledu.

Proces mrznutí lze opět rozdělit do základních fází (podle Yershova 2004):

1. s odebráním tepla ze systému (ochlazování vody) dochází ke snižování množství přechodných skoků molekul vody a snižování rychlosti difundujících molekul a malých vodních asociací (tzn. snižování E_k). V tuto chvíli ještě dochází k poklesu teploty vody, dokud systém nedosáhne kritického bodu (transformace v holokrystalické ledové jádro). S dalším snižováním tepla se zvětšují uskupení

molekul a zároveň tak vznikají nové vodíkové vazby mezi molekulami vody, resp. budoucího ledu. Počet koordinačních molekul H_2O , které při mrznutí tvoří svým sdružováním strukturu ledu, je menší než v kapalně vodě. Tzn., že v ledové mřížce vznikají mezery, což vysvětluje snížení hustoty H_2O a s tím spojený nárůst objemu o 9 %.

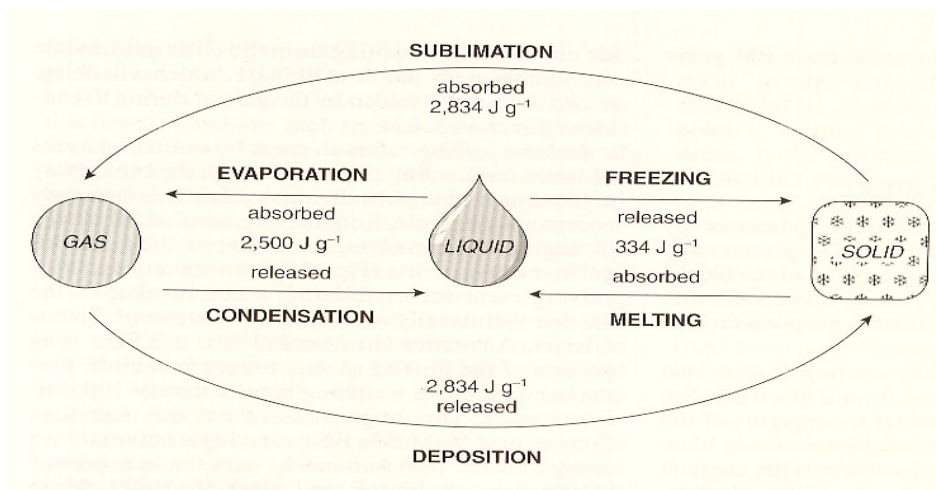
2. Pokles teploty ledových krystalků by kvůli teplotnímu vyvážení měl způsobit i snížení teploty vody, jež je v kontaktu s ledovými krystalky. Ke snížení teploty vody však vlivem uvolnění latentního tepla nedojde, nýbrž dojde k fázové přeměně na led spojováním molekulových asociací.

3. Teplota systému nezačne s odjímáním tepla klesat, dokud nedojde k přeměně veškeré kapalně vody na led. Probíhá zde tzv. *izotermický mrazový proces*.

Jestliže při tání vody (resp. ledu) je třeba dodání dostatečné energie (tepla) na zpřetrhání vodíkových vazeb a rozkmitání dostatečného množství molekul, aby došlo k fázové přeměně, pak k mrznutí vody je naopak třeba ze systému odebrat dostatek energie pro vznik nových vodíkových vazeb a zastavení kmitavého pohybu molekul. Problémem však podle Yershova (2004) zůstává stanovení onoho kritického bodu, kdy (v případě mrznutí) asociace molekul H_2O utvoří ledové jádro. Yershov (2004) předpokládá vznik ledového jádra o velikosti přibližně 10^{-20} cm^3 při spojení 472 molekul H_2O . Vznik ledových jader je přitom nezbytný pro započetí krystalizačního procesu, který pokračuje vázáním dalších molekul vody do struktury ledu, přičemž voda může být v takovémto *nestabilním stavu* při 0 až $-55 \text{ }^\circ\text{C}$ (Yershov 2004). Vznik ledových krystalů vysvětlují dvě teorie – homogenní a heterogenní (sensu Yershov 2004).

V přírodě se však voda nenachází v čisté podobě tak, aby výše uvedený průběh krystalizačního (izotermického mrazového) procesu zcela odpovídal podmínkám její fázové přeměny. Přírodní voda obsahuje více či méně rozpuštěné soli, které ovlivňují charakter fázové přeměny – obecně snižují teplotu mrznutí (French 2007, Yershov 2004). Vlivem krystalizace přírodní vody dochází k separaci molekul rozpuštěných solí uspořádaných do vlastních krystalových mřížek, které jsou vytlačovány na hranice silového pole krystalků ledu (Yershov 2004, viz kap. 3. 2. 2.).

Latentní teplo lze definovat jako rozdíl energií, které je třeba dodat, resp. odebrat ze systému, aby došlo k fázové přeměně vody. Yershov (2004) udává, že při $0 \text{ }^\circ\text{C}$ vykazuje kapalná voda energii 636 J/g, zatímco led 302 J/g. Takže rozdíl 334 J/g představuje konečné teplo potřebné k dodání do systému pro vznik, resp. rozpad krystalové mřížky ledu (obr. 11).



Obr. 11: Fázová změna vody (plynná, kapalná a pevná fáze)

3. 2. 2. Voda v půdě

Přestože se voda v půdě při přechodu z kapalná fáze k fázi pevné (resp. z fáze pevné ke kapalná) chová podobně jako volná voda mimo půdu (viz výše), je tento proces poněkud složitější. V přírodních podmínkách nezačíná mrazový proces při dosažení bodu mrazu, $0 \text{ }^\circ\text{C}$, ale pro započítání mrznutí půdní vody je třeba podchlazení pod tento bod (Kozłowski 2004). Strukturu vody narušuje přítomnost povrchů minerálních částic obsažených v půdě tak, že se struktura vody *snaží podobat* substrátu (voda se váže na povrch minerálních částic) tím více, čím je substrát (povrch minerálních částic) k vodě blíže (Yershov 2004). Přitom podle Yershova (2004) vazebná energie mezi molekulami vody a povrchem minerálních částic roste progresivně, zatímco volná energie vody progresivně klesá (French 2007).

Vedle již zavedených veličin E_k a E_b (viz kap. 3. 2. 1.) je třeba zavést ještě:

E_m ... vazebná energie mezi molekulami vody a minerálními částicemi půdy.

Rozdíl oproti fázové přeměně volné vody vysvětluje Yershov (2004) takto:

$E_b > E_k + E_m$... ve vázané (půdní) vodě může při odebrání tepla ze systému (z půdy) ledový krystalek vzniknout pouze za předpokladu, že vazebná energie mezi molekulami vody překoná kromě kinetické energie vodních molekul také energii, která vzniká vazbou molekul H_2O na povrch minerálních částic v půdě. Čím více je přítomen povrch půdního substrátu, tím je E_m větší a tím je zároveň tenčí vodní film. s klesající teplotou totiž klesá obsah půdní vlhkosti, což způsobuje ztenčování vodního filmu a nárůst E_m . Teplota začátku krystalizace půdní vody závisí na E_m tak, že čím vyšší je E_m a čím tenčí je vodní film, tím je teplota krystalizace nižší.

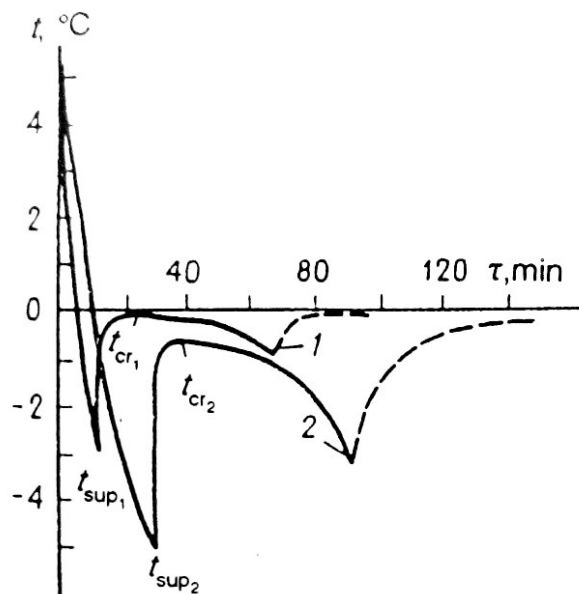
Kozłowski (2004) tento stav popisuje jako začátek rovnovážného mrznutí („*equilibrium freezing*“), který prakticky odpovídá tomu, co se děje po dosažení bodu mrazu, resp. teploty, jež v půdní vodě umožní vnik ledových jader (pakliže teplota po dosažení tohoto bodu nadále rovnoměrně klesá). Teplota vzniku ledového jádra v půdní vodě neodpovídá bodu mrazu čisté volné vody (0 °C), ale musí být nižší o E_m . Kozłowski (2004) tuto teplotu nazývá „*temperature of spontaneous nucleation*“ (teplota spontánního tvoření jader). V tento okamžik se v půdě vedle sebe vyskytuje zmrzlá i nezmrzlá voda (French 2007, Kozłowski 2004, Yershov 2004, aj.), což je výsledkem spotřeby dodávaného (odebíraného) tepla na teplo latentní (viz výše).

Vztah změn energií při fázové přeměně půdní vody také vysvětluje závislost mrznutí/tání půdní vody na charakteru půdního substrátu. Z uvedeného vyplývá, že půdní částice blíže přimknuté k vodě (málo porézní substráty, s malými mezerami mezi agregáty, např. jíly apod.) mají E_m větší (Yershov 2004). Tím pádem je zapotřebí odebrání většího množství energie z půdy, aby došlo k jejímu mrznutí. Teplota mrznutí vody v jílovitých půdách může nabývat hodnot -2,5 až -3,5 °C (sensu Yershov 2004) a je tak podstatně nižší než v písku, kde díky větším mezerám mezi půdními agregáty je E_m nižší a tudíž teplota mrznutí je zde velmi blízká teplotě mrznutí volné vody (obr. 12). Doba trvání krystalizace vázané i volné vody závisí na množství tepla odebraného ze systému (Yershov 2004).

Skutečnost, že vazebná energie molekul vody E_b musí při poklesu teploty systému (půdy) kromě kinetické energie E_k překonat také vazebnou energii mezi molekulami vody a minerálními částicemi v půdě E_m , určuje průběh promrznání půdní vody vzhledem k rozdílným povrchovým energiím vznikajícího ledu a půdních částic. V souvislosti s těmito rozdíly se liší i síla (šířka) vodního filmu, který se vytváří jak při povrchu ledových krystalů, tak při povrchu minerálních částic. Podle Yershova (2004) v systému, který spěje ke konstantnímu snižování teploty, dochází k vyššímu nárůstu volné energie povrchu ledu spolu se ztenčováním jemu přimknutého vodního filmu oproti volné energii povrchu minerálních částic se širším vodním filmem. Povrchová energie ledu (E_{IS}) je přitom nepřímoúměrná teplotě dodávané, resp. odebírané ze systému: $E_{IS}(t_1) < E_{IS}(t_2) < E_{IS}(t_3)$; $t_1 > t_2 > t_3$ (Yershov 2004). V tomto případě dochází k fázové přeměně vody, která je v kontaktu s ledovým povrchem. Tím se zároveň ztenčuje vodní film při povrchu ledu.

V okamžiku vzniku ledového jádra teplota dále neklesá a nedochází k žádné další fázové přeměně vody, jak tomu bylo v případě uvedeném výše. Nastává rovnovážný stav (při teplotě t_1), který Yershov (2004) popisuje jako: $E_{IS}(t_1) = E_b(t_1) + E_m(t_1)$.

S dalším snížením teploty vzroste odpovídajícím způsobem E_{IS} i E_b , avšak E_m se zásadním způsobem nezmění; z toho vyplývá vztah pro fázovou přeměnu vody: $E_{IS}(t_1) > E_b(t_1) + E_m(t_1)$ (Yershov 2004).



Obr. 62: Teplotní křivky znázorňující v průběhu času průchod teplotou podchlazení (t_{sup}), teplotou počátku krystalizace (t_{cr}) a oteplováním (přerušovaná linie) v písku (1) a jílu (2) (Yershov 2004)

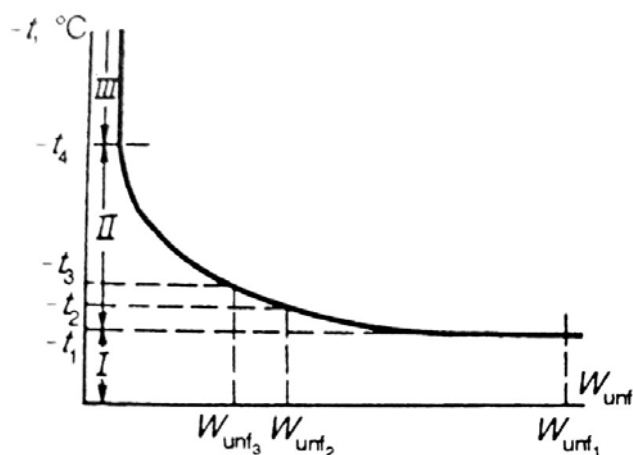
S poklesem teploty tedy nesouvisí pouze změny energií, ale také změny v šířce (síle) vodního filmu. Gilpin (1979) uvádí, že experimentálně byla při teplotě -1 °C zjištěna šíře vodního filmu 2 – 10 nm. Při dalším poklesu teploty dochází ke ztenčování vodního filmu a snižování obsahu nezmrzlé vody (French 2007). Zároveň roste E_m mezi minerálními částicemi a vodním filmem u jejich povrchu (Yershov 2004). Množství nezmrzlé vody v zamrzající půdě je tak funkcí teploty (obr. 13). Podle Gilpina (1979) však kromě funkce teploty a tlaku lze sledovat, resp. charakterizovat i průběh transportních procesů vedoucích k pohybu kapaliny ve vrstvě vodního filmu. Chování vodního filmu při povrchu minerálních částic je vedle termické funkce dále funkcí chemického potenciálu vázané vody (závisí na koncentraci rozpuštěných látek v této vodě), případně souvisí s dalšími fyzikálně – chemickými vlastnostmi přírodní vázané vody (sensu Gilpin 1979).

Mluvíme-li o přírodní vodě, je třeba brát v potaz přítomnost molekul rozpuštěných solí, přičemž lze předpokládat (viz kap. 3. 2. 1.), že jejich přítomnost zpomalí mrznoucí proces a tím i sníží teplotu mrznutí. Tzn., že do vztahu pro fázovou přeměnu půdní vody $E_{IS}(t_1) > E_b(t_1) + E_m(t_1)$ je třeba zahrnout energii (E_o), jež vzniká mezi molekulami přírodní

vázané vody a ionty rozpuštěných solí v určité vzdálenosti od minerálních povrchů. Výsledný vzorec pak podle Yershova (2004) bude: $E_{IS}(t) > E_b(t) + E_m(t) + E_o(t)$.

Tímto vztahem se také vysvětluje závislost teploty mrznutí na koncentraci solí – čím více je v přírodní vodě rozpuštěných solí (vyšší E_o), tím nižší je teplota jejího mrznutí (tím je třeba odebrání více tepla, aby byla i vyšší povrchová energie ledu vůči součtu E_b , E_m a E_o).

Dalším rozdílem mezi mrznutím volné vody a vody vázané v půdě je charakter struktury ledu. ve vázané vodě je vznik této struktury pochopitelně ovlivněn přítomností minerálních částic, které do ní více či méně zasahují podle jejich vzdálenosti. K největšímu zásahu do struktury utvářejícího se ledu ze strany minerálních částic dochází ve chvíli, kdy jsou mezi nimi malé vzdálenosti – při velmi tenkém vodním filmu okolo několika desítek až jednotek nm (podle Yershova 2004 pak platí $E_m > E_{IS}$). Minerální částice narušují v nezmrzlé vodě vodíkové vazby, zatímco struktura ledu je schopna se přítomností minerálních povrchů přizpůsobit bez poškození vodíkových vazeb; tím dochází k tzv. *pseudomorfismu* (Yershov 2004).

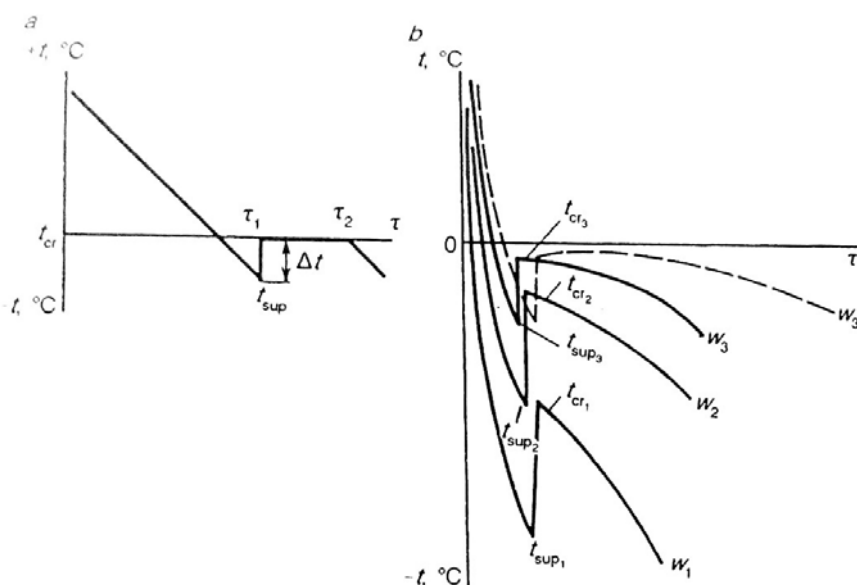


Obr. 13: Závislost obsahu půdní vody (W_{unf}) na záporné teplotě ($-t$) rozdělená na oblasti fázové přeměny: intenzivní (I), nepatrná (II) a velmi malá (III) (Tsytovič 1973 in Yershov 2004)

Závěrem lze shrnout, že led vznikající v oblasti působení povrchů minerálních částic půdy se svou strukturou liší od ledu vznikajícího z volné vody a proces tání probíhá obdobně v opačném pořadí než při procesu mrznutí (Kozłowski 2004, Yershov 2004).

Nejdůležitější poznatky o fázové přeměně půdní (vázané) vody vycházející z výše diskutovaných skutečností:

- fázová změna vody v půdě nenastává při 0 °C a nedochází k ní najednou při jediné záporné teplotě, nýbrž při postupném poklesu teploty (obr. 14);
- mrznoucí/zmrzlé vytríděné půdy vždy obsahují nějaké množství nezmrzlé vody;
- vázaná voda je ovlivněna povrchem minerálních částic, zatímco nezmrzlá (mrznoucí) voda je ovlivněna silovým působením povrchu ledu;
- vodní film je energeticky vázaný a tak i méně mobilní;
- termín „nezmrzlá půdní voda“ zahrnuje: volnou vodu (mrznoucí obvykle při 0 °C a v případě vyšších koncentrací solí při teplotách nižších), kapilární vodu (mrznoucí v intervalu záporných teplot blízkých nule), adsorpční vodu (mrznoucí v širokém rozsahu negativních teplot: -100 °C a nižší) (French 2007, Yershov 2004);
- každé negativní teplotě půdního systému v rovnováze musí odpovídat obsah nezmrzlé vody či síla vodního filmu, jenž jsou specifické pro konkrétní systém. při jakémkoliv narušení rovnovážného stavu půdního systému dochází k procesům, které nutně vedou k novému rovnovážnému stavu (Yershov 2004).



Obr. 14: Změna teploty v čase τ během podchlazení t_{sup} a krystalizace t_{cr} ve (a) vodě a (b) promrzající jílovité půdě při různém obsahu vlhkosti $W_1 < W_2 < W_3$ a konstantním odběru tepla Q_1 (plná linie) a Q_2 (přerušovaná linie), $Q_1 > Q_2$ (Yershov 2004)

3. 3. FYZIKÁLNÍ PROCESY V PŮDÁCH

Hlavními procesy, které jsou původem kryogenních strukturních půdních tvarů, jsou podle Van Vliet-Lanoë (1998) vznik segregáčního ledu, resp. ledových čoček, či žil uvnitř trhlin při pohybu vlhkosti půdou. Voda je vlivem termálního gradientu nasávána směrem

k chladnému rozhraní půda – vzduch a podléhá kryosukci pod vlivem vznikajícího ledu (Van Vliet-Lanoë 1998). Potenciál či intenzita tvorby segregálního ledu jsou podmiňujícími faktory migrace vody směrem k mrazové zóně probíhající při teplotách pod 0 °C (French 2007, Van Vliet-Lanoë 1998). Mark (1994) vysvětluje rozdíly zimního promrzání mezi zmrzlými vrcholky a nezmrzlými brázdami mrazových kopečků a pruhů jako výsledek teplotních rozdílů při fázové přeměně vody probíhající podél energetického gradientu od nezmrzlých ke zmrzlým částem půdy; při sezónním pohybu vody tak podle něj dochází k expanzi spojené s mrznutím vody okolo rozšiřujícího se ledového jádra ve vrcholku kopečků a pruhů.

Se vznikem segregálního ledu souvisí tzv. mrazové vzdouvání. Jeho přímou příčinou však není zvětšení objemu mrznoucí vody, ale jedná se o výsledek migrace vody do výše ležící mrznoucí zóny a následnou tvorbu segregálního ledu, který svou expanzí musí překonat pevnost nadložní vrstvy (French 2007, Talamucci 2003). Tvorba segregálního ledu (a s ní spojená migrace půdní vody) a následné mrazové vzdouvání se nejlépe projevuje v dobře vytříbených sedimentech, což je způsobeno nárůstem kapilarity se zmenšující se velikostí půdních částic (French 2007, Van Vliet-Lanoë 1998, Washburn 1956, aj.).

Přestože všechny procesy probíhající v mrznoucí/tající půdě jsou spolu úzce spjaty a působení jednoho procesu zpravidla vyvolá proces další a ten jej zpětně ovlivňuje (např. migrace vody směrem k mrazové zóně (kryosukce) podmiňuje vznik segregálního ledu a ten je naopak determinujícím pro kryosukci), budou tyto procesy v následujících podkapitolách diskutovány odděleně.

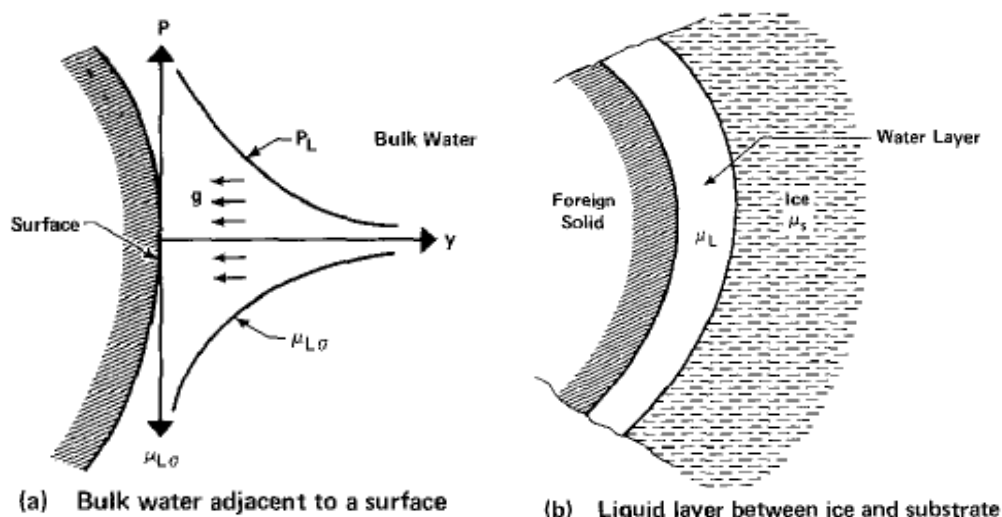
3. 3. 1. Migrace půdní vody

Z termodynamického hlediska je podle Yershova (2004) příčinou migrace vody a páry v půdě nerovnováha půdního vodního systému způsobená změnou termodynamických parametrů v čase a prostoru (teplota, tlak, koncentrace iontů, vlhkost, elektrický, magnetický a gravitační potenciál atd.). Veškerá voda v půdě, s výjimkou volné (gravitační) vody, je zde držena energií volného povrchu minerálních částic E_s (Yershov 2004). S tím souvisí podmínka permeability půdy, kterou Van Vliet-Lanoë (1998) specifikuje jako nutnost kontinuity pórů pro zadržení dostatečného množství vody (pohyb vodní páry a migrace ve vodním filmu); přičemž kontinuita je spjata s velikostí půdních částic. Základní řídicí silou přesunu vody (vodní migrace) v kapalné podobě je gradient volné povrchové energie E_u (část volné energie povrchu minerálních částic, která není spotřebována na interakci s vodním

roztokem, neboť vzniká jako rozdíl energie volného povrchu minerálních částic s vodou, resp. vodním roztokem, E_s a vazebné energie mezi ionty a molekulami vody E_w : $E_u = E_s - E_w$) (Yershov 2004). Tato hodnota je tzv. specifickou Gibbsovou energií, zvanou *absolutní chemický izotermicko-izobarický potenciál vázané vody* (sensu Yershov 2004).

Umožnění migrace vody v promrzající půdě je taktéž dáno přítomností vodního filmu při povrchu ledových jader i pevných částic (viz kap. 3. 2. 2.). Gilpin (1979) stanovuje několik modelů existence vodního filmu s tím, že nejbližší (ve vztazích lze najít určitý ekvivalent) Yershovovu (2004) vysvětlení pohybu vody podél gradientu E_u je funkce změny chemického potenciálu vody v blízkosti povrchu půdních částic. Tento model je založen na předpokladu změny chemického potenciálu určitého objemu vody (μ_{LB}) transformací chemického potenciálu ovlivněného povrchem ($\mu_{L\sigma}$): $\mu_L = \mu_{LB} - \mu_{L\sigma}$ (μ_L je chemický potenciál vody) (Gilpin 1979) (obr. 15). Podle Gilpina (1979) ve shodě s Yershovem (2004) se tento chemický, resp. termodynamický, potenciál půdní vody působením povrchu minerálních částic snižuje. Nárůstem teploty dojde ke zvýšení potenciálu vody, což je spojeno s růstem pohybu vodních molekul a snížením vazebné energie mezi těmito molekulami a povrchy půdních částic.

Migrace půdní vody se může vyvíjet buď díky kapilaritě nebo pohybu slabě vázané vody ve vodních filmech, který probíhá ve formě tzv. molekulární difúze, tedy od částice k částici (sensu Yershov 2004).



Obr. 15: Model vodního filmu při povrchu půdní částice: (a) předpokládaná změna chemického potenciálu ($\mu_{L\sigma}$) a výsledek změny tlaku vody přiléhající k půdní částici (P_L), (b) rovnovážný stav vodního filmu mezi půdní částicí a okolním ledem (Gilpin 1979)

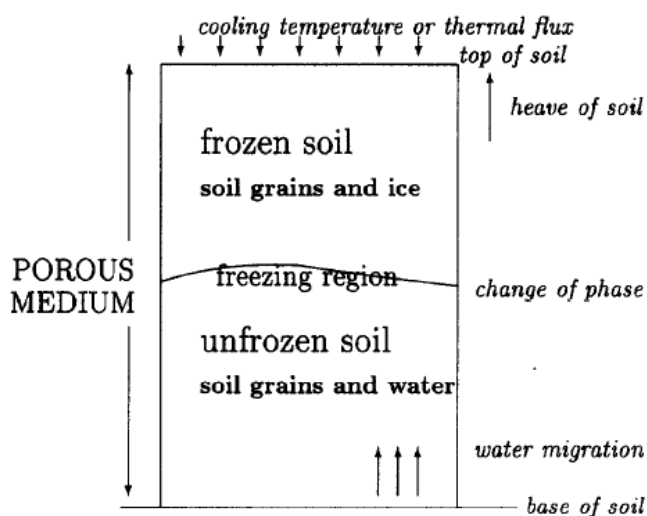
Z hlediska migrace vody existují dva základní způsoby mrznutí půdy:

1. *Mrznutí půdy bez procesu migrace půdní vody.* K tzv. mrznutí *in-situ* dochází, pokud je v půdě nedostatečné či nadbytečné množství vlhkosti anebo, je-li postup mrznutí příliš rychlý (French 2007, Talamucci 2003, Van Vliet-Lanoë 1998, Yershov 2004). V případě nedostatku půdní vláhy (aridní klima), příliš nízké permeabilitě (jako je např. v jílech) či, je-li možnost migrace půdní vody omezena (např. kvůli nízké kapilaritě v píscích – viz kap. 3. 1.), nedochází k segregaci půdního ledu ani k mrazovému vzdouvání (Van Vliet-Lanoë 1998). Naopak je-li půda příliš saturovaná či příliš porézní (písky), mrzne na místě, *in-situ*, bez migrace s velmi nízkou změnou objemu (tamtéž). Podle Yershova (2004) dochází nejdříve (zpravidla při záporných teplotách blízkých 0 °C) k mrznutí vody mezi velkými půdními agregáty, které disponují větším tlakem; takže je voda vytlačena z malých vnitro-agregátových pórů do větších meziagregátových, kde krystalizuje.

2. *Mrznutí půdy s procesem migrace půdní vody.* Pokud jsou podmínky v půdě odlišné od výše uvedených, dochází v půdě při mrznutí k přesunu vody směrem k mrazové zóně, podél teplotního gradientu (viz výše). Yershov (2004) v souladu s Talamucci (2003) a Frenchem (2007) toto mrznutí popisují jako koexistenci zmrzlé, mrznoucí a nezmrzlé zóny se vznikem pohyblivé hranice mezi kapalnou a pevnou fází (tzv. „*frozen fringe*“ = zmrzlý okraj, rozhraní mrznutí – tání) (obr. 16). Rozhraní mrznutí – tání však netvoří ostrý předěl, nýbrž je reprezentováno tenkou zónou fázové přeměny, kde se vedle sebe nachází zmrzlá i nezmrzlá voda, dochází zde k její fázové přeměně, a je ohraničena izotermou 0 °C (mrazovou frontou) (sensu Talamucci 2003), resp. nejteplejší izotermou ještě umožňující existenci ledu, a spodní hranicí totálně zmrzlé půdy, resp. nejteplejší izotermou umožňující růst ledových čoček (French 2007, Talamucci 2003, Yershov 2004). V těchto podmínkách tedy dochází ke kryosukci. Kryosukce je charakterizovaná nasáváním půdní vody směrem nahoru, přes rozhraní mrznutí – tání k rozvíjející se mrazové zóně, přičemž nejprve vzniká led v pórech a následně nabývá podoby segregáčnických ledových čoček (French 2007, Talamucci 2003).

Vedle již zmíněného termodynamického potenciálu půdní vody má svůj podíl na vývoji vlhkostní migrace (resp. gradientu mrazové teploty, který pohyb vody půdou podmiňuje) také gradient tlaku vodní páry spolu s gradientem nezmrzlé vody a obsahu vodní páry. Yershov (2004) uvádí, že migrace půdní vody probíhá ve směru

od vyššího vlhkostního potenciálu k nižšímu – tzn. od nezmrzlé části půdy ke zmrzlé, neboť ta obsahuje méně vlhkosti.



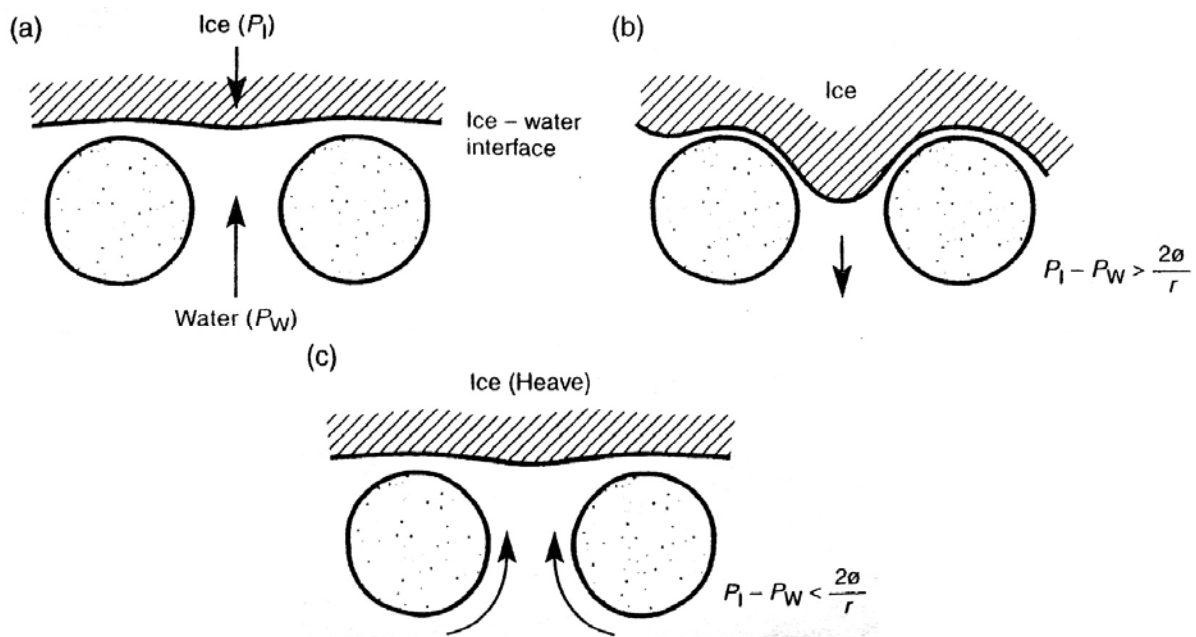
Obr. 16: Koexistence zmrzlé, mrznoucí a nezmrzlé zóny v půdě (Talamucci 2003)

3. 3. 2. Segregační led

Vznik segregačního ledu, resp. ledových čoček, je podmíněn migrací půdní vody (viz výše). Ledové vrstvy nevznikají na rozhraní mrznutí – tání, ale uvnitř zmrzlé části půdy pod vlivem teplotního gradientu (Yershov 2004). Pokud však dojde k poklesu intenzity mrznutí, zúží se zóna intenzivní fázové přeměny a rozhraní viditelného utváření segregačního ledu posléze s mrazovou frontou splyne (tamtéž). Vznik ledových vrstev je vedle množství obsažené půdní vody ovlivněn složením a strukturou půdy. Ideální podmínky pro tvorbu segregačního ledu jsou v dobře vytríděných půdách (viz výše); Yershov (2004) udává maximální velikost půdních částic umožňujících vznik tohoto ledu do 1mm. Podle Van Vliet-Lanoë (1998) je pro vznik ledového jádra (potřebného pro následující vývoj segregačního ledu) příznivý průměr pórů 50 μm .

Vznik ledu přímo koreluje s hodnotami koeficientů přeměny vody a gradientů termodynamických potenciálů v mrazové zóně, přičemž jsou tyto koeficienty značně redukovány při teplotách v intervalu od 0 do -1 $^{\circ}\text{C}$ (Yershov 2004).

French (2007) pro formulaci kryosukce podmiňující vznik segregačního ledu zavádí půdní konstantu vyjádřenou veličinami: tlak ledu (P_i), tlak vody (P_w), povrchové napětí (σ) a poloměr zakřivení povrchu půdní částice (r). Vzorec pro půdní konstantu $P_i - P_w = 2\sigma/r$ definuje, zda dojde k tvorbě segregačního či pórového ledu (French 2007) (obr. 17).



Obr. 17: Schematické znázornění interakce dvou minerálních půdních částic s ledem a vodou: (a) obecné podmínky pro vznik segregáčního či pórového ledu ve zmrzající půdě; (b) rostoucí led v pórech; (c) růst segregáčního ledu a mrazové vzdouvání (French 2007)

Platí-li uvedený vztah rovnosti, pak podle obr. 17 zůstává při mrznutí půdy mrazová fronta stabilní. Dojde-li však s přibýváním záporné teploty k porušení této rovnováhy, můžou ledové jazyky „stékat“ skrze póry a tento pórový led tak začíná zvětšovat svůj objem. V případě neměnné polohy mrazové fronty, je následkem migrace půdní vody (viz kap. 3. 3. 1.). Následně vznikají ledové krystaly, které v závislosti na délce trvání dodávání vody nabývají podoby ledových čoček a segregáčního ledu (French 2007). Důsledkem celého procesu je mrazové vzdouvání.

Takto zjednodušeně lze proces popsat, zůstává-li rozhraní mrznutí – tání stále ve stejné pozici. Stabilita mrazové fronty je v první řadě funkcí migrace půdní vody, která vyrovnává P_i a P_w (French 2007). Pokud při mrznutí vzroste teplotní gradient, dojde k rychlejšímu mrznutí vody v pórech a nárůstu gradientu relativního termodynamického potenciálu a zvýšení intenzity migrace (Yershov 2004). Podle Yershova (2004) přitom dochází k omezení tvorby ledu vlivem zkracování migrační periody nezmrzlé vody, takže ke vzniku maximálního množství ledu dochází při optimálním vztahu pohybu vody do mrazové zóny a jeho periodě. Tuto situaci lze vysvětlit jako reakci na změnu napětí udržovaného migračním tokem vody. Pokud je napětí nízké, dojde k zatékání ledu směrem dolů, k nezmrzlé části půdy, a progresivnímu zmrznutí vody přímo v pórech, zatímco při vysokém napětí bude původní mrazová rovina zachována a dojde ke vzniku čočky segregáčního ledu (French 2007). V některých případech je segregace ledových čoček

omezena dokonce vnějším tlakem. Yershov (2004) udává, že v závislosti na disperzi půdního prostředí může být při určité hodnotě tlaku (0,5 MPa v jílovitých naplaveninách, 1,5 MPa v kaolinových jílech) migrace půdní vody prakticky zastavena, proto např. v promrzajících jílovitých půdách v hloubkách pod 100 m (tlak větší než 1 MPa) ztrácí migrace půdní vody ve vertikálním směru na významu. Funkci vnějšího tlaku jako limitujícího faktoru pro migraci vody a následnou segregaci ledu zmiňuje v souvislosti s mrazovou penetrací i Talamucci (2003).

Tvorba segregáčního ledu je omezena velikostí půdních agregátů, resp. pórů. V zásadě lze rozlišit půdy mrazově sukceptibilní (náchylné, citlivé k mrazu) a nesukceptibilní (sensu Ballantyne, 1996). Segregační led vzniká v dobře vytříděných půdách, jejichž malé póry umožňují snadnou migraci (tzn. sukceptibilní sedimenty), zatímco v hrubozrnném materiálu led častěji vzniká přímo přímo v pórech a nedochází tak ani k mrazovému vzdouvání (nesukceptibilní) (French 2007, Van Vliet-Lanoë 1998, Yershov 2004).

3. 3. 3. Mrazové vzdouvání

Mrazové vzdouvání je pokračováním výše definovaných procesů migrace půdní vody a tvorby segregáčního ledu. Nicméně, přestože již tyto pochody byly objasněny, je třeba upřesnit některé specifické charakteristiky samotného mrazového vzdouvání.

Podle Frenche (2007) ve shodě s Talamucci (2003) se mrazové vzdouvání projevuje výzdvihem půdního povrchu (výsledek pohybu tepla a hmoty v porózních půdách), jakožto důsledku vzniku segregáčního ledu (viz kap. 3. 3. 2.). Yershov (2004) i Talamucci (2003) uvádí jako podmínku mrazového vzednutí půdy pokračování procesu vzniku ledových vrstev pod vlivem migrace půdní vody do mrazové zóny. Vzdouváním zmrzlé nadložní části a vlivem dehydratace obvykle dochází také ke smršťování níže ležící nezmrzlé části půdy (Yershov 2004).

Nejdůležitější faktory, které kontrolují mrazové vzdouvání, vycházejí z uvedených podmínek pro vznik segregáčního ledu, tzn. jedná se o faktory, které limitují mrazové vzdouvání. Dle Talamucci (2003) jde o rychlost mrznutí, vlastnosti půdy a vnější (nadložní) tlak. Mezi hlavní vlastnosti půdy určující podmínky mrazového vzdouvání pak patří zejm. velikost půdních částic, objemová hmotnost suché půdy, permeabilita, porozita, obsah půdní vody a množství solí v ní rozpuštěných, minerální složení půdy a teplota (Talamucci 2003, Van Vliet-Lanoë 1998).

French (2007) rozlišuje primární a sekundární mrazové vzdouvání. Primární vzdouvání zpravidla probíhá na podzim, blízko mrazového rozhraní a je spojeno s tvorbou oddělených ledových čoček. Sekundární vzdouvání nastává uvnitř ledových čoček, tzn. v určité vzdálenosti od mrazové fronty, při různých teplotách pod 0 °C.

Mrazové vzdouvání je možné vyjádřit také kvantitativně. French (2007) zavádí dva parametry:

1. koeficient mrazového vzdouvání η , definovaný jako podíl celkového vzednutí $(\Delta h)^2$ a hloubky průniku mrazu (mrazové penetraci, h): $\eta = \Delta h/h$;
2. napětí mrazového vzdouvání ε , definované jako poměr celkového vzednutí (Δh) ku rozdílu mrazové penetrace (h) a celkového vzednutí (Δh) : $\varepsilon = \Delta h/(h - \Delta h)$.

Napětí mrazového vzdouvání je však preferováno před koeficientem η z důvodů přesnější interpretace mrazového vzdouvání s ohledem na relativní mrazové vzdouvání, mrazovou sukceptibilitu a obsah ledu (sensu French 2007).

3. 4. TEPLOTNÍ REŽIM PŮD

Jak již bylo předznamenáno v úvodu kapitoly 3., teplotní (a další) podmínky vzniku regulačních cyklů v půdách jsou vedle přímého ovlivnění charakterem půdního prostředí ovlivněny i faktory klimatickými. Nicméně je zřejmé, že pro přesné určení teplotního režimu půd nelze použít teploty vzduchu, byť jsou dobrými indikátory periglaciálního klimatu (French 2007). Mezi teplotami vzduchu a půdy jsou rozdíly, ať už způsobené vegetačním pokryvem či efektem sněhové pokrývky, jejíž sílu či přemístování ovlivňuje i činnost větru (French 2007). Podle Yershova (2004) může např. změna v množství či typu vegetace vést ke transformacím teplotní amplitudy, průměrné teploty půdy, obsahu vlhkosti a půdní skladby. Kombinace větru a sněhové pokrývky má na teplotní půdní režim buď pozitivní či negativní vliv. Sněhová pokrývka může izolovat půdu od negativního působení vzdušných proudů, zatímco větrem unášené částice sněhu mohou přivodit vysušení a abrazi půdního povrchu (French 2007). Hlavními morfologickými a klimatickými faktory, které ovlivňují teplotní režim půd a hloubku sezónního mrznutí/tání jsou vedle topografického efektu vliv orientace a sklonu svahů, sněhové pokrývky, vegetačního pokryvu, mokřin a povrchových vod či konvekčního proudění vody a vzduchu (sensu Yershov 2004).

² Mrazové vzednutí (Δh) je definováno jako rozdíl hloubky půdy po mrznutí a před mrznutím (sensu French 2007)

Funkci přenosu teplot mezi vzduchem a půdou lze vyjádřit v podobě tzv. *n – faktor*, kdy jsou sezónní hodnoty zkombinovány s teplotami vzduchu pro získání vhodných aproximací (French 2007). *N – faktor* vykazuje sezónní fluktuaci. V zimě je výsledkem rozdílů v množství sněhové pokrývky, zatímco v létě ukazuje na korelaci půdních i atmosférických teplot, kdy je rychlost penetrace tajícího ledu a sněhu řízena rozptylem tepla v půdě, takže se letní *n – faktor* mění v závislosti na rozptylu tepla v půdě, resp. na tepelné vodivosti půdy (French 2007).

Přestože lze dle dostupných dat určit např. teplotu v dané hloubce půdy a sledovat tak průběh možného regelačního cyklu, je zde podle Frenche (2007) stále několik faktorů, které limitují efektivní využití regelačních cyklů pro měření účinnosti mrazového působení. V souladu s předešlými kapitolami lze předpokládat, že problémovými faktory budou zejména otázky stanovení bodu mrazu, tedy v jakém okamžiku dojde půdní voda fázové přeměně, či otázka intenzity promrzání půdy, vzhledem k různým vlastnostem půdního prostředí (úloha migrace vody apod.). French (2007) problémy definování regelačních cyklů sumarizuje následovně:

1. Problém stanovení přesného bodu mrznutí, který bude určující pro vznik, resp. pro započítání, regelačního cyklu.

2. Pro určení regelace není dostačující použití teplot vzduchu, které se od teplot v půdě zásadně liší.

3. Problém rozdílných půdních podmínek pro mrznutí či tání, který znemožňuje jednoznačně určit, co přesně formuje regelační cyklus. Procesy mrznutí totiž probíhají na různých úrovních ohřívání či ochlazování, což je dáno např. charakterem půdního substrátu, obsahem vlhkosti nebo solární radiací a charakterem sněhové pokrývky.

4. Problém různé intenzity cyklů (např. intenzita promrzání v závislosti na různých dosažených teplotách). Regelační cykly o různé intenzitě je obtížné porovnávat.

5. Problém délky trvání regelačního cyklu (od několika sekund po několik dní). Tento problém opět znemožňuje rovnocenné hodnocení cyklů.

Dalším problémem při definování regelačních cyklů může být i způsob, resp. schopnost studia fázové přeměny vody v půdě. Laboratorní metody měření zpravidla nejsou příliš reprezentativní oproti přesnému měření v terénu. Tyto nesrovnalosti podrobně diskutuje např. Henry (2007).

Regelace vykazuje ve většině periglaciálního prostředí sezónnost, která se projevuje letním obdobím tání a zimní periodou s teplotou pod 0 °C (French 2007).

3. 4. 1. Sezónní fluktuace

Rozhodujícím obdobím pro vývoj regelačních cyklů, je podle Frenche (2007) jaro, protože během prvních pěti týdnů, kdy je teplota nad 0 °C, roztaje přibližně 75 % půdy. Navíc během období jarního tání dosahuje půdní eroze nejvyšší intenzity (Henry 2007).

Intenzita *tání* se liší v závislosti na vytríděnosti substrátu. Rychlost tání je dána průsakem roztáté vody, která zahřívá zmrzlé podloží, takže v hrubozrnných materiálech díky rychlosti průsaku a vysoké tepelné vodivosti bude docházet k rapidnějšímu tání půdy (French 2007). V souladu s tímto je podle Yershova (2004) sezónní tání souhrnem fyzikálních procesů spjatých s fázovou přeměnou, migrací a průsakem vlhkosti v roztáté a zmrzlé zóně sezónně promrzající, resp. tající vrstvy půdy, pokles půdy apod. Proces tání pak pokračuje, dokud je dodáván dostatek tepla pro vývoj pozitivních teplotních cyklů vedoucích k přeměně zmrzlé půdní vlhkosti na kapalnou fázi (Yershov 2004). Hloubka sezónního tání vykazuje maximum na konci léta (obr. 18).

Naopak k *mrznutí* půdy dochází poněkud pomaleji než k jejímu tání. French (2007) uvádí, že mrznutí může trvat 8 – 10 týdnů. V zásadě lze rozlišit dva způsoby promrzání půdy podle směru pohybu mrznoucí fronty. Sezónně zmrzající půdy promrzají pouze od povrchu dolů, zatímco mrznutí sezónně tající vrstvy permafrostu vykazuje „dvoustranné“ promrzání od povrchu směrem dolů a od trvale zmrzlé části půdy směrem nahoru (French 2007, Yershov 2004). Mrznutí půdy od povrchu začíná v okamžiku stabilizace negativních teplot nad půdním povrchem (Yershov 2004). Sezónně zmrzající půdy pod vlivem jediné mrazové fronty (u povrchu) jsou na základě vlhkostní migrace a fázové přeměny vody předurčeny ke vzniku mezivrstev segregačního ledu, následného mrazového vzdouvání, deformací a tlaků z nárůstu a ztrát objemu, atd. (Yershov 2004). Znak „dvoustranného“ mrznutí vede podle Yershova (2004) k vlhkostní migraci do obou zón, vzniku ledu v obou mrznoucích vrstvách, nárůstu tenze a deformaci půdy; mrznutí tající vrstvy pokračuje, dokud se obě fronty nespojí v tzv. okamžik spojení τ_j (viz obr. 18). Od tohoto „okamžiku spojení“ až do začátku nového letního tání se půda nachází ve zmrzlém stavu (Yershov 2004). Znak oboustranného promrzání je podle Frenche (2007) důležitým kritériem pro odlišení sezónně a dlouhodobě zmrzající půdy. Rozlišení mezi sezónně tajícími (permafrost) a sezónně zmrzajícími půdami blíže specifikuje např. Yershov (2004).

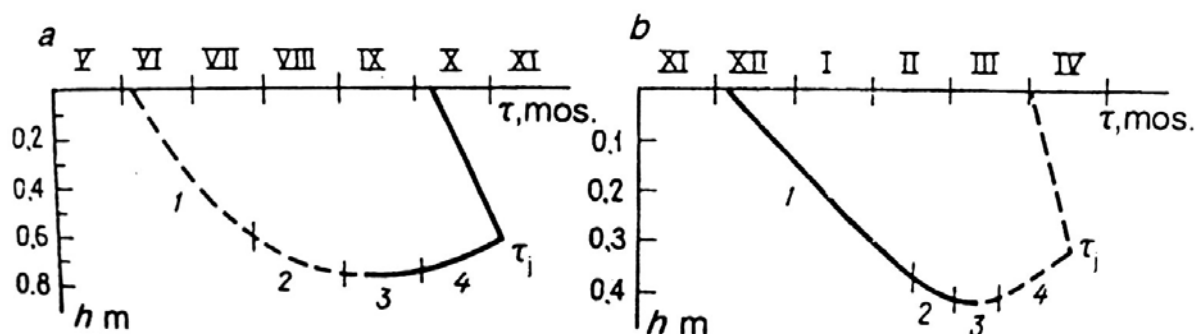
Doba promrzání půdy je vázaná na délku trvání uvolňování latentního tepla při fázové přeměně vody. Teplota půdy tak zůstává po určitou dobu (několik týdnů – viz výše) přibližně konstantní, dokud se neuvolní veškeré latentní teplo. Tento jev je označován jako tzv. „zero-

curtain“ efekt (French 2007). „Zero-curtain“ je dle Frenche (2007) přechodnou teplotní zónou v rozmezí teplot -2 až 0 °C, v níž začátkem mrznutí půdy během podzimního období dochází k uvolňování latentního tepla. Latentní teplo pak dočasně kompenzuje narůstající tepelné ztráty spojené s poklesem teploty vzduchu (French 2007). „Zero-curtain“ efekt je podle Graba (2005) rozpoznatelný při porovnání denních teplotních řad s průměrnými denními teplotami. Takto lze zaznamenat určitou časovou prodlevu mezi začátkem mrznutí (poklesem teploty pod 0 °C) a jeho koncem (změna probíhajícího trendu, kdy teplota stagnuje blízko pod 0 °C) (sensu Grab 2005). Doba, po kterou zůstane teplota v oblasti „zero-curtain“, závisí na teplotním režimu půdy. Čím je pokles či vzestup teploty větší a čím je vyšší amplituda teplotních výkyvů, tím je postup mrazové fronty rychlejší (Yershov 2004), takže dojde ke zkrácení doby mrznutí, resp. tání.

Dalším důležitým znakem promrzání je změna rychlosti mrznutí v půdním profilu, v závislosti na hloubce. Pomalé promrzání od povrchu půdy s dramatickým nárůstem rychlosti ve větších hloubkách je dle Frenche (2007) výsledkem dvou faktorů: 1. Vlivem spotřebování vody ze spodních částí půdy na tvorbu ledových čoček/segregačního ledu je v hloubkách nedostatek vlhkosti. Díky tomu je třeba uvolnění menšího množství latentního tepla než ve vrstvách při povrchu a tím je rychlost mrznutí vyšší; 2. V případě permafrostu dochází ke zrychlení celkového pohybu mrazové zóny vlivem „dvojstranného“ efektu (viz výše).

Většina půdního profilu zůstává uvnitř rozhraní fázové přeměny (-2 až 0 °C) po dlouhé období (French 2007). Omezenost krátkodobých výkyvů teplot pouze na povrchové vrstvy půdy způsobuje, že spodní vrstvy nepodléhají vlivem krátkodobých fluktuací zvětrávání, takže pro studium zvětrávání ve větších hloubkách je relevantnější aplikace podmínek rozhraní fázové přeměny vody spojené s ročním cyklem (French 2007). Přesto je podle Frenche (2007) otázkou, zda-li v podmínkách konstantních teplot blízkých 0 °C převažuje za přispění vysokého obsahu vlhkosti mechanické či chemické zvětrávání. Cykličnost mrznutí a tání se ale jednoznačně projevuje jako iniciátor zvětrávacího procesu, při němž dochází ke vzniku kryogenních struktur a specifických znaků sezónně promrzající půdy. Yershov (2004) uvádí, že výsledkem činnosti regelace jsou půdy charakterizované vysokým obsahem prachových částic.

Výše uvedené podmínky však nerepresentují všechny periglaciální oblasti. Výjimkou převahy sezónní regelace na úkor krátkodobého promrzání jsou alpské oblasti nízkých zeměpisných šířek a subarktické oblasti bez výskytu permafrostu (sensu French 2007).



Obr. 18: Dynamika hloubky (h) sezónního tání (a) a mrznutí (b) půdy: fáze rychlého tání/mrznutí (1); pomalejší penetrace a relativně stabilní pozice tající/mrznoucí fronty (2, 3); mrznutí/tání od spodu (4); τ_j moment spojení (Yershov 2004)

3. 4. 2. Krátkodobé fluktuace

Krátkodobé teplotní výkyvy se projevují jako denní či cyklická kolísání, které je však obtížné od sebe odlišit (French 2007).

Denní fluktuace jsou spojeny se změnami sluneční insolace a teplotního vyzařování povrchu způsobenými odchylkami ve výšce a azimutu slunce (French 2007). Denní projevy těchto změn jsou tak ve vysokých zeměpisných šířkách slabé vlivem pohybu slunce nad horizontem po většinu arktického dne, zatímco ve středních zeměpisných šířkách, kde se projevuje i vliv orientace svahu, jsou vyvinuty lépe. Přestože povrchové půdní vrstvy jistě zamrzají v chladnějším klimatu, zůstávají denní výkyvy v 5 cm slabé na řadě míst, která se od sebe odlišují průměrnými zimními teplotami a srážkami. To dokazuje obecně relativní tlumení výkyvů podpovrchových teplot vzhledem ke změnám teplot vzduchu (Henry 2007).

Cyklické změny půdních teplot se však mohou výrazně projevovat i v důsledku lokálních extrémních podmínek, resp. jevů, což je především případ vysokých arktických oblastí, kde periody přímé solární radiace způsobují rozdíly mezi teplotou vzduchu a povrchu půdy až 20 – 30 °C (French 2007).

3. 5. STRUKTURNÍ PŮDY

Strukturní půdy jsou periglaciální mikroformy reliéfu, které podle Washburna (1956) zahrnují více či méně symetrické kruhy, polygony, sítě, stupně, pruhy zpravidla vznikající činností mrazu. Strukturní půdy jsou klimaticky podmíněné tvary, vázané na periglaciální prostředí (viz výše). Jejich vznik je připisován zvětrávacím procesům střídavého mrznutí a tání (regelačním cyklům), jejichž intenzita se liší v závislosti na klimatických a morfogenetických podmínkách (French 2007, Křížek et al. 2005). Na strukturní půdy lze

proto nahlížet jako na indikátory klimatických poměrů, a jejich studium v souvislosti se studiem regelace má paleogeografický význam (French 2007, Křížek et al. 2005, Van Vliet-Lanoë 1998).

Existuje celá řada dělení strukturních půd, ať už z hlediska recentnosti (fosilní či aktivní tvary), z hlediska velikosti (viz např. polygony dle Sekyry 1960), podle vzhledu a tvaru či podle vytříděnosti (tříděné a netříděné). V této práci bude na prvním místě zohledněna klasifikace strukturních půd na základě přítomnosti mrazového třídění v kombinaci s morfologickým hlediskem podle Washburna (1956), neboť o vytříděnosti půdních klastů a následné struktuře půdního tvaru rozhoduje charakter a průběh regulační činnosti. V této klasifikaci je navíc zohledněn také vliv reliéfu, jemuž se v souvislosti s regulací věnoval Yershov (2004) (viz kap. 3. 4.). Vzhledem k tematickému zaměření bakalářské práce je problematika strukturních půd vyložena jen okrajově, se zřetelem k vlivu regelace na vývoj těchto tvarů a odkazy na příslušnou literaturu.

3. 5. 1. Tříděné strukturní půdy

Vznik tříděných strukturních tvarů je podmíněn procesem mrazového třídění půd, jehož primární příčinou je opakovaná fázová změna vody v půdě (regelace) (Van Vliet-Lanoë 1991). Fázová změna vody pokračuje procesem migrace vody a tvorby segregálního ledu až k mrazovému vzdouvání. To umožňuje diferenciaci mrznoucí půdy podle velikosti částic (Yershov 2004). Specifikum mrazového třídění (vzdouvání a deformace půdy) spočívá jednak v akumulaci hrubozrnných částic na povrchu půdy vlivem jejich výzdvihu směrem k chladnější zóně, zatímco malé částice jsou zatlačovány dolů (tzv. vymrzání klastů), a jednak v akumulaci hrubozrnných částic na okrajích vyklenutých středů jemnozemi (mrazové vzdouvání). Vymrzání klastů probíhá jako výzdvih většího klastu v rámci celkového mrazového vzdouvání či vlivem jeho vyšší tepelné vodivosti a preferenční tvorbě ledu okolo tohoto úlomku. Klastu je pak vždy při opakování cyklu zamezen návrat do původní polohy zatmelením původního místa jemnozrnějšími úlomky (sensu French 2007, Sekyry 1960, Yershov 2004). Takto vznikají např. dlážděné půdy. S rozdílnou tepelnou vodivostí různých velkých půdních frakcí souvisí také diferenciální tání a odplavování půdy (sensu Uxa 2009).

Diferenciace velikostí půdních částic způsobuje rozdílné množství vody, které je schopné se na ně vázat. Na jemnozrné struktury s větším kumulativním povrchem se vlivem kapilarity váže větší množství vody, takže ve výsledku dojde při fázové přeměně vody se

zvětšením objemu (o 9 %) k celkově vyššímu nárůstu objemu, vzedmutí, jemnozrné půdy, zatímco větší klasty jsou přesunuty k okrajům (sensu Nyplová 2008).

Specifickým případem mrazového třídění je třídění jehlicovitého ledu. Tento způsob třídění (sensu Sekyra 1960) je typickým projevem krátkodobých, denních fluktuací teplot (viz kap. 3. 4. 2.).

Washburn (1956) rozlišuje tříděné půdy podle tvarů na kruhy (resp. věnce)³, sítě a polygony (všechny tři zmíněné se nacházejí zpravidla na rovinnatém terénu, maximálně mírně ukloněném), stupně a pruhy se potom vztahují k ukloněným svahům. Tyto tvary mají své obdoby i v netříděné podobě (viz dále).

Rozšíření aktivních tvarů je vázáno na periglaciální zóny, jako je Island, Grónsko, Antarktida, Patagonie (Sekyra 1960, French 2007). Na území Vysokých Tater byla popsána celá řada recentních tříděných půd (sensu 1960 Sekyra, Lukniš 1973, obr. 19), kterým je věnována kap. 2. 3.

3. 5. 2. Netříděné strukturní půdy

Netříděné strukturní půdy nevykazují známky diferenciacce podle velikosti klastů. Zpravidla vznikají kombinací regelační činnosti a jiných geomorfologických procesů (svahové, nivační a eolické pochody) či za přispění přítomného vegetačního pokryvu. Dle Sekyry (1960) způsobují změny teplot na povrchu pokrytém vegetací její zprohýbání (thufury, girlandové půdy) či zvlnění až narušení drnoviny (soliflukce). Vznik netříděných strukturních půd je ovlivněn mrazovou sukceptibilitou, jež je determinujícím faktorem mrazového vzdouvání (Van Vliet-Lanoë 1998).

Podle Washburna (1956) lze jako netříděné tvary uvažovat rovněž kruhy, sítě, polygony, stupně a pruhy.

Výskyt netříděných strukturních tvarů je typický pro polární a subpolární oblasti (Island, Grónsko, tundry Eurasie) a velehorské oblasti mírného, příp. subpolárního pásma (Sekyra 1960). Nejrozsáhlejší oblastí výskytu netříděných strukturních půd – thufurů - je ve Vysokých Tatrách, resp. na rozhraní Vysokých a Belianských Tater Kopské sedlo (obr. 20) (viz kap. 2. 3.).

³ Anglický výraz „*sorted circles*“ lze přeložit jako tříděné kruhy či tříděné věnce (sensu Rubín et al. 1986)



Obr. 19: Aktivní tříděné polygony – síť na obnaženém dně Malého Hincova plesa (1945 m n. m.) ve Vysokých Tatrách; foto Křížek (2008)



Obr. 70: Thufury na Kopském sedle (1749 m n. m.), foto Křížek (2008)

4. METODIKA

4. 1. TERÉNNÍ MĚŘENÍ

Teplotní data byla získána kontinuálním automatickým měřením pomocí přístrojů Minikin T, TT, T3 a Mikrolog EC2 (výrobce EMS Brno) ve vybraných lokalitách výskytu strukturních půd ve Vysokých Tatrách. Jedná se o dvě lokality tříděných polygonálních půd (Lučné sedlo, Malé Hincovo pleso) a jednu oblast výskytu thufurů (Kopské sedlo) (obr. 1). Morfologická specifika jednotlivých lokalit byla zevrubně popsána v kapitole 2. 3.

Terénní měření byla prováděna Křížkem, Tremlem a Englem v sezónách let 2007/2008 (po jednom dataloggeru v každé lokalitě od 7.10.2007) a 2008/2009 (4 dataloggery na Malém Hincově plese – od 2.9.2008, 2 na Lučném sedle – od 1. a 3.9.2008 a 3 na Kopském sedle – od 1.9.2008). V každé oblasti byly měřeny teploty strukturních půd s horizontálním umístěním čidel v hloubkách 5, 15 a 30 cm (viz tab. 3). Teploty byly ve většině případů zaznamenávány po 1 hodině, výjimečně po 2 hodinách (na Malém Hincově plese datalogger č. 4 v obou sezónách, na Lučném sedle datalogger č. 1 v roce 2007/2008 a na Kopském sedle datalogger č. 1 v roce 2007/2008). V rámci měření teplot strukturních půd probíhala ve studovaných lokalitách také měření teploty vzduchu ve 2 metrech nad zemí, jejichž výsledky byly použity v kap. 2. 4. – Klimatická charakteristika.⁴

Tab. 3: Charakteristiky terénního měření: lokalizace dataloggerů, hloubka umístění teplotních čidel a začátek teplotního měření (konec měření vždy během července následujícího roku)

Lokalita	Datalogger	φ (°)	λ (°)	Hloubka měření (cm)	Začátek měření
Malé Hincovo pleso (1945 m n. m.)	1	49,17457	20,06150	15, 30	2.9.2008
	2	49,17423	20,06118	5, 15, 30	2.9.2008
	3	49,17190	20,06161	5, 15, 30	2.9.2008
	4	49,17457	20,06150	15, 30 15, 30	7.10.2007 2.9.2008
Lučné sedlo (2170 m n. m.)	1	49,15940	20,10643	15, 30 5, 15, 30	7.10.2007 1.9.2008
	2	49,15928	20,10664	5, 15, 30	3.9.2008
Kopské sedlo (1749 m n. m.)	1	49,22827	20,22091	15, 30 5, 15, 30	7.10.2007 1.9.2008
	2	49,22757	20,22185	5, 15, 30	1.9.2008
	3	49,22831	20,22098	3, 15, 30 kopeček	1.9.2008
				5, 15, 30 úžlabí	

⁴ Součástí studia strukturních půd byla také vlhkostní měření ze sezóny 2008/2009, jež byla provedena v lokalitách Malé Hincovo pleso (umístění jako datalogger č. 3) a Kopské sedlo (umístění jako datalogger č. 3) s vlhkostními čidly v hloubkách 15 a 30 cm.



Obr. 21: Profil thufurem na Kopském sedle (1749 m n. m.), foto: Křížek, 2008



Obr. 22: Fossilní makropolygony na Lučném sedle (2170 m n. m.), foto: Křížek (2008)

4. 2. POUŽITÉ PŘÍSTROJE A SOFTWARE

Teplotní měření ve strukturních půdách byla zaznamenána datalogery Minikin T (jednočidlový) a Minikin T3 (trojčidlový). Výrobce EMS Brno udává přesnost čidel $\pm 0,2$ K, přičemž přesnost samotného dataloggeru je řádově vyšší (Vejrostová 2009). Vejrostová (2009) na základě konzultace s výrobcem uvádí, že lze u přesnosti čidel očekávat chybu podstatně menší než deklarovanou (tj. menší než 0,1 K). Vedle přesnosti udávající maximální odlišnost naměřené hodnoty od skutečnosti je dalším parametrem přístroje, které udává schopnost přístroje rozlišit změnu teploty. Rozlišení přístroje je součtem rozlišení čidla a šumu dataloggeru, přičemž tyto hodnoty nejsou konstantní v čase (největší šum dataloggeru je 0,08 K a rozlišení čidla 0,026 K; při nejméně příznivých podmínkách přístroj zaznamená změnu teploty o 0,106 K) (Vejrostová 2009). Doplňková vlhkostní data jsou z dataloggerů MicroLog EC2.

Výpočty charakteristik regulačních cyklů byly prováděny v programu MS Excel XP. K tvorbě obrázků bylo použito programů ArcGIS 9.3, aplikace Google Earth a k jejich úpravě programu Picasa 3.

4. 3. METODIKA ZPRACOVÁNÍ DAT

V předkládané bakalářské práci byly pro určení fázové přeměny vody použity 3 metody:

1. Interval dle Křížka et al. (2009), tedy $0 - -0,1^{\circ}\text{C}$. Odůvodnění vhodnosti užití tohoto kritéria pro stanovení regulačních cyklů specifikuje Vejrostová (2009): vhodnost intervalu je ve shodě s Frenchem (2007) (viz výše), je opřen o výzkumy Křížka et al. (2009) a je v souladu s předpokládanými možnostmi přístrojů;
2. Sledování projevu uvolňování/spotřebovávání latentního tepla při fázové přeměně vody. Podle mediánu vypočteného z časů východů a západů slunce (v SEČ) byly stanoveny dvanáctihodinové intervaly rozdělující období po východu slunce, kdy lze obecně předpokládat tání půdy, a po západu slunce, kdy je naopak předpokládáno mrznutí půdy. Na základě mediánu východu (5:58) a západu slunce (18:21) byly vymezeny hranice intervalů na 7 a 19 hodin. Protože rozdíl k nejbližší celé hodině tvořil ráno jen 2 minuty, oproti 21 minutám večer, je přijatelnější zahrnout šestou hodinu ranní ještě do intervalu „mrznutí“, zatímco západu slunce po sedmé hodině lze přiložit větší váhu (slunce je v podstatě již 29 minut zapadlé). Pro každý takto vymezený dvanáctihodinový interval byla vypočtena teplotní amplituda ($T_{\max} - T_{\min}$) a

průměrná teplota, jejichž hodnoty pomohly určit intervaly podezřelé z mrznutí či tání vody v půdě. Intervaly podezřelé z fázové přeměny vody byly vymezeny na základě teplotní amplitudy v rozmezí $1 - -1$ °C a zároveň průměrné teploty $0 - -1$ °C (resp. $0 - +1$ °C pro tání). V takto stanovených intervalech byla sledována stagnace (kolísání) teploty spojená s uvolněním/spotřebou latentního tepla a následná změna tohoto trendu s tím, že regelace začíná po první změně trendu (uvolnění veškerého latentního tepla) a končí až po spotřebě veškerého latentního tepla. Předpokládaná záporná teplota, okolo níž by měly hodnoty kolísat, byla stanovena na základě výsledků z experimentálního měření teploty fázové přeměny půdní vody v diferenčním kalorimetru na $-0,2$ °C (Křížek, ústní sdělení).

3. Překročení hodnoty 0 °C. Regelační cykly byly stanoveny na základě přechodu teploty přes 0 °C, tedy bod mrznutí čisté volné vody.

4. 4. HODNOCENÍ REGELAČNÍCH CYKLŮ

Regelační cykly byly hodnoceny zvlášť v každé lokalitě a následně porovnány vzájemně mezi sebou. U regelačních cyklů byly posuzovány časové a intenzitní charakteristiky:

1. Začátek, konec a délka trvání regelačního cyklu. Čas hraje jednu z rozhodujících úloh při určování regelace. Spolu s teplotou tvoří funkci intenzity regelace. Je pochopitelné, že čím je regelační cyklus delší (a také čím déle je v něm dosahováno extrémních teplot), tím je větší intenzita regelace a tím by měla být regelačnímu cyklu přiložena větší váha. Naopak při krátkém průběhu cyklu (několik málo hodin) je malá pravděpodobnost promrznutí celé půdy, neboť při fázové přeměně půdní vody dochází k časovému zpoždění mrznutí vlivem spotřeby latentního tepla (viz kap. 3. 2.). V případě určování regelačních cyklů na základě zkoumání teplotních datových řad by stagnace teploty okolo předpokládaného bodu $-0,2$ °C (viz kap. 4. 2.) měla ukázat fázovou přeměnu vody a tím potvrdit domněnku o faktickém průběhu regelačního cyklu. Další otázkou zůstává, jaký čas je za daných podmínek mrznutí (rychlosti poklesu teploty) potřebný pro uvolnění latentního tepla. V případě pozitivního zjištění, kdy bude možné z teplotních dat „vyčíst“ okamžik fázové přeměny půdní vody, bude taktéž experimentálně stanovena doba trvání fázové přeměny v rámci regelačního cyklu.
2. Teplotní minimum, resp. maximální záporná teplota, dosažené v rámci jednoho regelačního cyklu i v rámci celé regelační sezóny. Tato charakteristika je obecně

vyjádřena jako amplituda regelačního cyklu (rozdíl mezi maximem mrznutí a 0 °C) a je opět determinujícím faktorem intenzity cyklu (viz výše). Při vyšších záporných teplotách lze předpokládat dokonalejší promrznutí půdy a vyšší pravděpodobnost faktického průběhu cyklu. Naopak, nevykazují-li data velké teplotní amplitudy, nemůže být regelačnímu cyklu připsána taková váha jako při vyšší amplitudě.

3. Extremita, jež je charakterizována součtem záporných teplot v rámci jednoho regelačního cyklu, určuje teplotní průběh regelačního cyklu. Dle Vejrostové (2009) jde o pomocný ukazatel, jenž je možné použít např. k porovnání dvou stejně dlouhých cyklů se stejnou amplitudou, přičemž větší hodnota určí vyrovnanější teplotní chod.

Přestože se výše uvedené charakteristiky jeví jako nejvhodnější pro posuzování regelačních cyklů, Henry (2007) upozorňuje, že amplitudy ($T_{\max}-T_{\min}$), počet a minimální teploty regelačních cyklů nejsou ke změnám teplot napříč půdní profilem relevantní.

Z naměřených a vypočtených hodnot byly následně odvozeny souhrnné charakteristiky regelačních cyklů pro celou zkoumanou sezónu. V této práci jsou tyto sestaveny dle Vejrostové (2009):

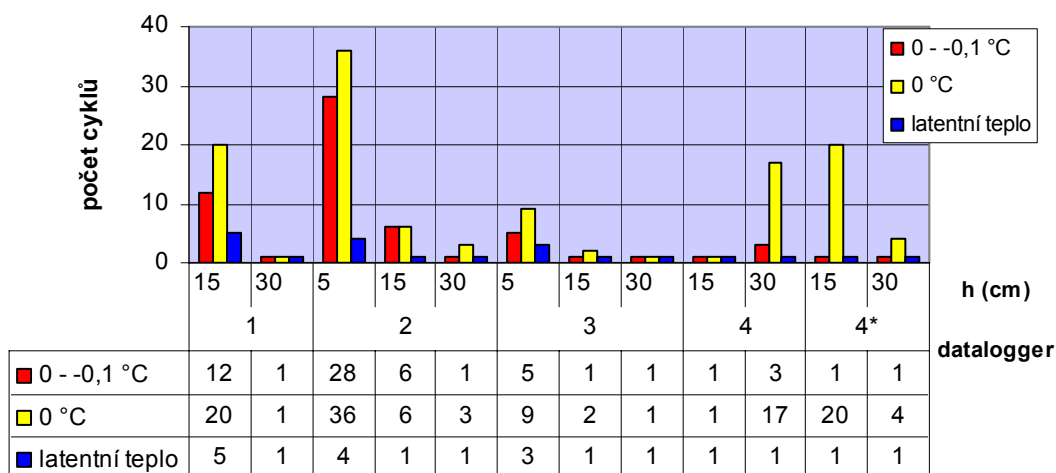
1. Vymezení začátku (první regelační cyklus), konce (poslední regelační cyklus) a délky trvání (počet dní) regelační sezóny.
2. Počet regelačních cyklů v sezóně. Zhodnocení na základě kriteria regelace podle Křížka (2009) a podle kriteria uvolňování latentního tepla (viz výše).
3. Medián doby trvání regelačních cyklů, bez nejdelšího. Tato veličina má za úkol zhodnotit délku regelačních cyklů bez vlivu extrémů (sensu Vejrostová 2009).

5. VÝSLEDKY

Protože v sezóně 2007/2008 probíhala měření za účelem zjištění, zda v místě regelace vůbec probíhá, bylo v každé lokalitě umístěno po jednom dataloggeru. Teplotní čidla měřila v hloubkách 15 a 30 cm. Měření z tohoto období nevykazují žádné pozoruhodné výsledky a slouží tak alespoň jako důkaz regelační činnosti. Naopak v sezóně 2008/2009 lze díky různému množství umístěných dataloggerů (viz tab. 3) pozorovat zajímavější výsledky a vyvozovat z nich určité zákonitosti regelační aktivity v jednotlivých lokalitách. Z uvedených důvodů bude pozornost věnována převážně výsledkům ze sezóny 2008/2009. Veškeré výsledky ze všech tří lokalit získané použitím různých metod (viz samostatná kap. 4. 3.) jsou zobrazeny v přílohách 1 – 3.

5. 1. HINCOVO PLESO

Největší množství regelačních cyklů dle všech použitých metod proběhlo v sezóně 2008/2009 podle očekávání v hloubce 5 cm, což je patrné zejména z měření dataloggerem č. 2 (obr. 23). Vzhledem k malé hloubce se často jedná pouze o několikahodinové fluktuační vlivem poklesu teploty vzduchu. Tyto „denní“ výkyvy však vzhledem k rychlosti nástupu mrazu a jeho přerušení (a často velmi nízkou amplitudou) neprojevíly známky po uvolňování, resp. spotřebě, latentního tepla a nemohly být při použití této metody jednoznačně identifikovány jako regelační cykly. Návaznost promrznání povrchové vrstvy půdy na pokles teploty vzduchu s odezvou v řádu několika málo hodin je dobře patrná i z měření teplot vzduchu ve dvou metrech nad zemí. V rozdílech mezi počtem podzimních a jarních cyklů nelze ani v jedné z hloubek vysledovat žádné pravidlo. Krátkodobé, resp. několikahodinové až několikadenní, regelační cykly v 5 cm obecně (podle metod interval 0 – -0,1 °C a přechod přes 0 °C) probíhaly v jednom případě (datalogger č. 3) jen na podzim a ve druhém případě (datalogger č. 2) naopak představoval počet podzimních cyklů přibližně polovinu počtu jarních fluktuačních oddělených souvislým zimním promrznutím (přílohy 1 – 3). Pomocí všech metod byla v 15 cm u dataloggeru č. 1 shodně zaznamenána většina cyklů na podzim, zatímco v případě dataloggeru č. 2 při použití metod přechodu přes 0 °C i intervalu 0 – -0,1 °C proběhlo shodně po 5 krátkodobých cyklech v 15 cm. Ve 30 cm již půda není tolik ovlivněna kolísáním teploty vzduchu a reaguje na změny klimatu nadložních vrstev s určitou setrvačností, proto dochází ve většině případů (viz přílohy 1 – 3) k redukci počtu cyklů zpravidla na jedno nepřerušované zimní promrznutí (vč. sezóny 2007/2008).



Obr. 23: Počet regelačních cyklů na Hincově plese v hloubkách 5, 15 a 30 cm s rozlišením použitých metod, měření datalogery č. 1 – 4 v roce 2008/2009, * = rok 2007/2008

Půda začínala promrzat v hloubce 5 cm zpravidla ve druhé polovině září (18. – 21. 9. 2008), v závislosti na použitých metodách – u dataloggeru č. 2 se všechny metody shodují s odchylkou jednoho dne (přílohy 1 – 3). Při porovnání výsledků všech metod z 15 cm je patrný nástup mrznutí přibližně až o dva měsíce později (18. – 19.11. 2008) oproti hloubce 5 cm vlivem izolovanosti od výkyvu teplot vzduchu. Začátek promrzání půdy ve 30 cm byl u dataloggeru č. 1 shodně prokázán až v první polovině ledna (7. – 9. 1.2009). U ostatních měření se výsledky liší v závislosti na použité metodě v řádu dvou (datalogger 3 a 4) až sedmi dní (datalogger č. 2). Poslední regelační cykly obecně probíhaly ve všech hloubkách u dataloggerů č. 2 a 3 dokonce až do první poloviny června.

Nejvyšší amplitudy ($-6,60\text{ }^{\circ}\text{C}$) a zároveň vysoké extremity (přibližně $-3397\text{ }^{\circ}\text{C}$) bylo dosaženo u nejdějšího regelačního cyklu (5080, resp. 5082, hodin) a to v hloubce 5 cm u dataloggeru č. 3, což shodně prokázaly opět všechny tři metody. Na stejném místě v hloubkách 15 i 30 cm taktéž proběhly nejvýraznější (co do délky trvání a amplitudy) sezónní cykly v rámci celé lokality. Naopak nejnižší amplitudu (těsně pod $-0,10\text{ }^{\circ}\text{C}$, resp. $0\text{ }^{\circ}\text{C}$) obvykle vykazují nejkratší, jarní či podzimní, cykly s velmi nízkou extremitou. Nejnižších absolutních teplot bylo zpravidla dosaženo v povrchové vrstvě 5 cm díky dlouhému a intenzivnímu poklesu teplot, zatímco velmi malé amplitudy obecně vykazovaly hloubky 30 cm (od $-0,13$ do $-1,60\text{ }^{\circ}\text{C}$), kde docházelo vlivem potřeby delší doby pro postup mrazové fronty směrem od povrchu ke zkrácení regelační sezóny i intenzity (teploty) mrznutí.

Přestože se výsledky z jednotlivých metod často shodují, lze mezi nimi vysledovat určité odchylky, především při určení nástupu, konce a délky trvání regelační sezóny. Obecně

lze říci, že nejbližší spolu korelují metody intervalu 0 – -0,1 °C a přechodu přes 0 °C. Oproti tomu metoda „uvolňování latentního tepla“ se ve většině charakteristik (počet cyklů) markantně odlišuje. Například při určování převahy podzimních či jarních cyklů bylo v roce 2008/2009 u dataloggeru č. 2 v hloubce 15 cm stanoveno prvními dvěma zmíněnými metodami shodně po 5 podzimních cyklech, zatímco třetí metoda určila pouze jedno souvislé zimní promrznutí.

Dále lze určit i specifika metody přechodu přes 0 °C oproti druhým dvěma metodám. Rozdíly jsou patrné například z měření v hloubce 30 cm (17 cyklů, viz obr. 23), kdy jsou touto metodou započítány i jen několikahodinové fluktuace (např. 2 – 24 hod.), které s regulací nemusí vůbec souviset, neboť při tak krátkém a málo intenzivním poklesu teploty nebylo zjištěno kolísání teplot související s funkcí latentního tepla při fázové přeměně vody.

Měření většinou prokázala setrvačnost promrznutí a tání půdy s přibývajícím hloubkou na konci regulační sezóny (patrné zejména při použití metody „0 – -0,1 °C“). Například v případě dataloggeru č. 3 došlo podle metody „0 – -0,1 °C“ k tání od povrchu zhruba s denní prodlevou (10.6.2009 14:00 v 5 cm, 11.6.2009 10:00 v 15 cm a 12.6.2009 23:00 ve 30 cm), oproti tomu se tání půdy u metody přechodu přes 0 °C v každé hloubce zpozdílo přibližně o 3 tři dny s tím, že následně byl ještě v povrchové vrstvě zaznamenán poslední krátký, sedmihodinový regulační cyklus. Toto pravidlo nepotvrzuje žádná ze tří metod, jak při měření v sezóně 2007/2008 (mrznutí půdy ve 30 cm skončilo o 1 – 2 dny dříve než v 15 cm), tak při měření dataloggerem č. 1 a 4 v sezóně následující (přílohy 1 – 3).

5. 2. LUČNÉ SEDLO

Nejvíce regulačních cyklů v sezóně 2008/2009 proběhlo podle všech použitých metod v hloubce 5 cm (obr. 24) s viditelnou převahou podzimních cyklů nad jarními (přílohy 1 – 3). Naopak data z 15 cm nevykazují tak jednoznačný poměr podzimních a jarních cyklů při porovnání různých metod šetření. V hloubce 30 cm byl v obou sezónách určen jeden cyklus, s tím, že dle přechodu přes 0 °C došlo k řadě krátkodobých fluktuací s amplitudami do -0,1 °C (viz dále).

První regulační cykly v sezóně 2008/2009 podle všech použitých metod proběhly u obou dataloggerů v hloubce 5 cm a podle metod „0 – -0,1 °C“ a „přechod přes 0 °C“ také v 15 cm u dataloggeru č. 1 začátkem října (2. – 3.10.2008). Nástup regulační sezóny u dataloggeru č. 2 se v hloubce 15 cm u dvou výše zmíněných metod lišil o 6 dní (příloha 1 a 3). K fázové přeměně vody v hloubce 15 cm však došlo až 17.11.2008 (metoda „uvolňování

latentního tepla“). Všechny metody ukazují na časovou prodlevu promrzání půdy s přibývajícím hloubkou, neboť ve 30 cm půda shodně promrzla na začátku druhé poloviny listopadu (17. – 25.11.2008). V roce 2007/2008 se jednotlivé metody mezi sebou v určení nástupu regelační sezóny značně odlišují, takže obecně lze říci, že regelační sezóna v obou hloubkách začala později než v roce následujícím. Regelační činnost v obou letech, u obou dataloggerů a v případech všech metod končila začátkem či v průběhu června. V roce 2008/2009 zůstala půda zmrzlá nejdéle u dataloggeru č. 2, a to v hloubce 30 cm (do 17.6.2009 13:00, resp. 18.6.2009 11:00 – dle „uvolňování latentního tepla“), což shodně potvrdily všechny tři metody. V sezóně 2007/2008 zůstala půda ve 30 cm promrzlá déle – přestože v případě metody „0 – -0,1 °C“ skončila regelace 5.6.2008 ve 2:00, půda vlivem následných krátkodobých poklesů pod 0 °C zcela neroztála až do 21.6.2008 (příloha 2). U obou dataloggerů bylo zaznamenáno zpoždění mrznutí/tání s přibývajícím mocností půdy. Budeme-li blíže zkoumat rozdíly v nástupu mrznutí pouze u nejdelších cyklů, pak v roce 2007/2008 byl časový rozdíl mezi mrznutím/táním v 15 a 30 cm průměrně (ze všech tří metod) 24,14 dnů, resp. 1,53 dne při tání. V roce 2008/2009 činily rozdíly v nástupu mrznutí mezi 5 a 15 cm průměrně 3,68 dne (datalogger č. 1) a 3,48 dne (datalogger č. 2) a mezi 15 a 30 cm 6,25, resp. 4,49 dne. Z toho vyplývá, že časová prodleva při mrznutí v různých hloubkách se s přibývajícím hloubkou prodlužuje. Při tání docházelo ke zpoždění mezi 5 a 15 cm průměrně 6,64 dnů u obou dataloggerů a mezi 15 a 30 cm 10,43, resp. 6,06 dne.

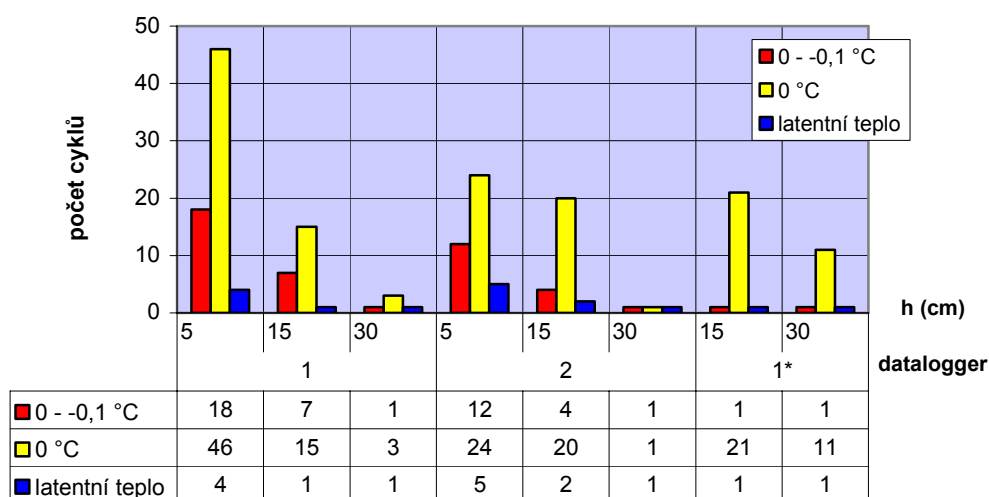
Nejvyšší amplitudu (-4,98 °C) a zároveň nejvyšší extremitu (přes 10 000 °C) vykázal regelační cyklus v hloubce 5 cm při měření č. 2 zjištěný metodou „překročení 0 °C“ (příloha 3). Tento cyklus však celkově nebyl nejdelším. Nejdelší cykly byly ovšem prokázány u stejného měření, ale ve větších hloubkách, což nasvědčuje příznivějším podmínkám pro delší promrzání v hlubších izolovanějších částech půdy, které nepodléhají faktorům ovlivňujícím regulaci při povrchu. U téhož dataloggeru (č. 2) v hloubce 30 cm dosáhl nejdelší cyklus délky trvání 5060 (metoda „uvolňování latentního tepla“), resp. 5071 hodin („interval 0 – -0,1 °C“), resp. 5103 hodin („překročení 0 °C“), zatímco v 15 cm to bylo jen o něco méně – 4981, 5055 5082 hodin (metody ve stejném pořadí). Oba cykly taktéž vykázaly vysokou amplitudu v rámci celé lokality. Pozoruhodné jsou opět vztahy mezi délkou trvání, amplitudou a extremitou cyklu, kdy např. nejextrémnější cyklus nebyl nejdelší, naopak delší cyklus než tento vlivem nižší amplitudy dosáhl o téměř polovinu nižší extremity apod.

Nejzajímavějšími rozdíly v průběhu regelačních cyklů jsou rozdíly meziroční. Je překvapivé, že v sezóně 2007/2008 byly regelační cykly natolik nevýrazné oproti roku

následujícímu. Jak v hloubce 15 cm, tak i 30 cm, byly cykly relativně krátké (do 4000 hodin) a s až neobvykle malou amplitudou, jež nepřesáhla ani $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

I v případě lokality Lučné sedlo se projeví rozdíly mezi použitými metodami, popsané v kap. 5. 1. Určování krátkodobých fluktuací při přechodu pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ znemožnilo jednoznačně určit obecný poměr (shodný pro všechny tři metody) počtu podzimních a jarních regulačních cyklů v hloubce 15 cm. Vysoký počet podzimních cyklů určený metodou „ $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ “ je dán převahou jen několikahodinových poklesů teploty těsně pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, často to jsou jednodinové fluktuace s nízkou amplitudou (do $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$). Vysvětluje se tím větší počet podzimních cyklů při použití této metody, oproti výsledkům z druhých dvou metod shodně naznačujících převahu jarních regulačních cyklů nad podzimními. Metoda překročení $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ taktéž prokázala odlišnou regulační aktivitu v případě hloubky 30 cm, kdy vedle jediného souvislého promrzání došlo k zaznamenání dalších krátkodobých a málo intenzivních poklesů teploty pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, jež se u ostatních metod jako regulační cykly neprojevíly.

Nejpatrnější rozdíly mezi výsledky všech metod se projeví při porovnání nástupu regulační sezóny mezi oběma lety měření. V hloubce 15 cm se výsledky různých metod lišily v nástupu regulační sezóny v rozpětí od 15.11.2007 – „přechod přes $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ “ –, přes 26.12.2007 – metody „interval $0 - -0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ “, – až 1.1.2008 – „uvolňování latentního tepla“). Ve 30 cm pak byly rozdíly mezi metodami (uvedené ve stejném pořadí jako výše) s nástupy regulační sezóny 7.1.2008, 16.1.2008 a 2.2.2008.



Obr. 24: Počet regulačních cyklů na Lučném sedle v hloubkách 5, 15 a 30 cm s rozlišením použitých metod, měření dataloggerem č. 1 a 2 v roce 2008/2009, * = rok 2007/2008

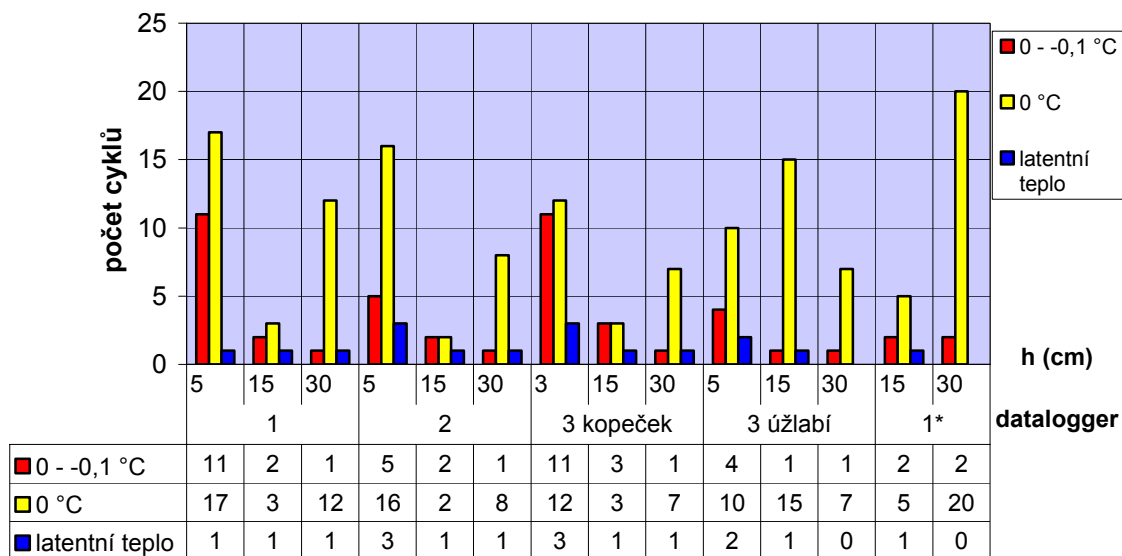
5. 3. KOPSKÉ SEDLO

Z výsledků z měření v thufurech na Kopském sedle lze na první pohled určit rozdílné charakteristiky regelační aktivity oproti tříděným polygonům na Lučném sedle a Hincově plese (příloha 1 – 3). Obecně se jedná o menší počet regelačních cyklů, patrný zejména v hloubkách 5 a 15 cm, mnohem kratší dobu trvání cyklů a velmi nízkou amplitudu i extremitu. Zajímavější jsou i výsledky ze sezóny 2007/2008.

V povrchové vrstvě proběhlo v sezóně 2008/2009 nejvíce cyklů – počty cyklů zjištěné v rámci jednotlivých metod spolu přibližně korelují, u dvou dataloggerů v případě metody „0 – -0,1 °C“ to bylo dokonce shodně po 11 cyklech (přestože jeden datalogger byl umístěn ve 3 cm a druhý v 5 cm; lze tedy předpokládat, že mezi těmito hloubkami nebude docházet ke značným teplotním rozdílům) (obr. 25). V půdních kopečkách v povrchové vrstvě i v 15 cm převažují jarní krátkodobé cykly nad podzimními (dle všech metod). Tento trend nepotvrzují pouze měření v úžlabí a výsledky při použití metody přechodu přes 0 °C (příloha 3), které ukazují celou řadu krátkodobých podzimních fluktuací zejména v hloubce 30 cm. Zajímavostí je, že v hloubce 30 cm v roce 2007/2008 a o rok později v úžlabí nebyla prokázána fázová přeměna vody, ale docházelo zde „pouze“ k promrzání, které však nebylo dostatečně intenzivní pro uvolnění veškerého latentního tepla (příloha 2).

Nepočítáme-li krátkodobé podzimní fluktuace těsně pod 0 °C ve 3 (5) cm a 15 cm (metoda „překročení 0 °C“), pak lze začátek hlavního promrzání v sezóně 2008/2009 obecně určit na polovinu listopadu, při povrchu vždy o několik dní dříve než v 15 cm. Metody „překročení 0 °C“ a „interval 0 – 0,1 °C“ zaznamenaly shodně mrznutí ve 30 cm až o měsíc později (příloha 1 a 3). Přestože většina posledních regelačních cyklů proběhla do poloviny května, v případě dataloggeru č. 2 bylo všemi metodami zjištěno promrznutí půdy ve 30 cm až do začátku června – 4.6.2009 podle „intervalu 0 – -0,1 °C“ a „překročení 0 °C“, resp. 6.6.2009 podle „uvolňování latentního tepla. Měření v roce 2008/2009 opět, jako v případě dvou předešlých lokalit, prokázala setrvačnost mrznutí, resp. tání, s přibývajícím hloubkou. Průměrně (průměr ze tří kopečků a ze všech tří použitých metod) došlo u nejdelších cyklů ke zpoždění mrznutí mezi 5 a 15 cm o 5,36 dnů a mezi 15 a 30 cm až o 28,60 dnů. Při tání již nedošlo k tak výrazným vlivům jako při mrznutí – průměrný rozdíl u nejdelších cyklů stejných kopečků mezi 5 a 15 cm činil 8,40 dnů a mezi 15 a 30 cm 7,58 dnů. Odlišná časová setrvačnost v mrznutí/tání v thufurech oproti polygonům (viz. kap. 5. 2.) svědčí o vlivu vegetačního pokryvu na rozdílnou rychlost promrzání, resp. tání, kdy dochází ke zpomalení postupu mrazové fronty směrem do hloubky (či k povrchu).

Nejvyšších amplitud (absolutní minimum $-3,73\text{ }^{\circ}\text{C}$) bylo dosaženo opět v povrchových vrstvách, nikoli však u nejdelších cyklů. Nejdelší cykly (4138 hodin – „interval $0 - 0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ “, 4143 hodin – „překročení $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ “ a 4184 hodin – „uvolňování latentního tepla v 5 cm a, 4182, 4206 a 4138 hodin (stejně pořadí metod) v 15 cm) vykázaly amplitudy $-2,74\text{ }^{\circ}\text{C}$ (3 cm) a $-2,81\text{ }^{\circ}\text{C}$ (15 cm). Ve 30 cm byla dosažena velmi malá amplituda – max. $-1,05\text{ }^{\circ}\text{C}$. Překvapivě nízkých amplitud bylo dosaženo při měřeních v sezóně 2007/2008 (ve 30 cm pouhých $-0,13$ a $-0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$) a obecně byly zde velmi nízké i extremity cyklů.



Obr. 25: Počet regulačních cyklů na Kopském sedle v hloubkách 3, 5, 15 a 30 cm s rozlišením použitých metod, měření dataloggerů č. 1 – 3 v roce 2008/2009, * = rok 2007/2008

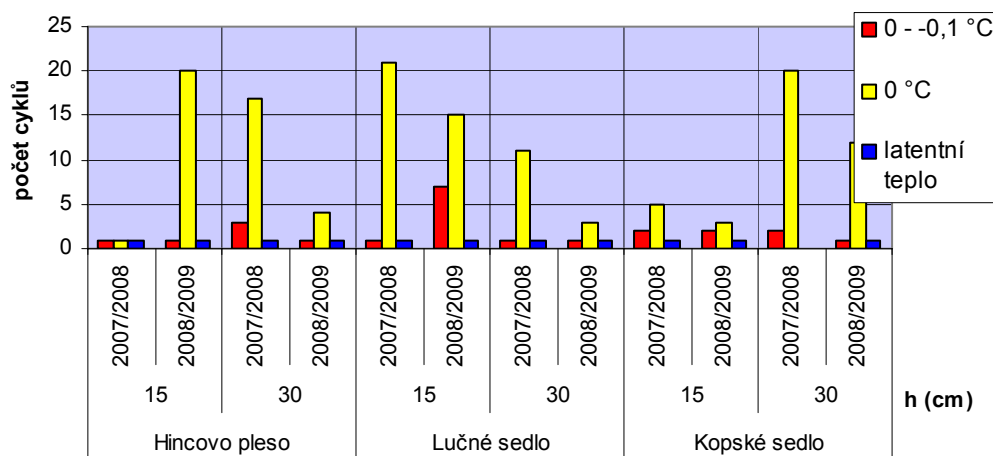
5. 4. POROVNÁNÍ REGELAČNÍ AKTIVITY

Souhrnné charakteristiky všech sledovaných lokalit získaných dle různých metod jsou znázorněny v přílohách 4 až 6. Problémem v porovnávání jednotlivých lokalit v roce 2008/2009 je především nestejně množství umístěných dataloggerů v daných hloubkách, proto bude brán ohled spíše na konkrétní hodnoty (dohledatelné v přílohách) než na hodnoty průměrné, které jsou zkresleny právě různým počtem umístěných dataloggerů a volbou jejich umístění v rámci daných lokalit.

Rozmístění dataloggerů také ovlivňuje výsledky porovnávání regulační aktivity mezi lokalitami v rámci roku 2007/2008. Přestože hodnoty naměřené v tomto roce byly ve všech lokalitách získány dataloggerů umístěnými v půdních tvarech, které v sezóně 2008/2009 v porovnání s ostatními dataloggerů vykázaly nejslabší regulační aktivitu v rámci každé z lokalit (a lze tedy předpokládat jejich dobrou srovnatelnost), není příliš výhodné srovnávat

regelační aktivitu mezi jednotlivými lokalitami. Ačkoli jsou rozdíly v regelační činnosti mezi všemi lokalitami během roku 2007/2008 pozoruhodné (liší se oproti porovnávání regelační aktivity ze sezóny 2008/2009), je nutné brát v úvahu, že jsou výsledky ovlivněny osazením dataloggerů v roce 2008/2009 do mnohem extrémnějších tvarů. To je patrné zejm. v lokalitě Hincovo pleso, kde v sezóně 2007/2008 nebylo z důvodů zvýšené hladiny Malého Hincova plesa možné zvolit „extrémnější“ a tím i lépe srovnatelné místo pro měření (Křížek, ústní sdělení). Srovnání regelační aktivity (počet regelačních cyklů) mezi oběma sledovanými sezónami v rámci každé lokality znázorňuje obr. 26.

Porovnáme-li lokality z hlediska dosažených minimálních teplot (bez ohledu na hloubku), pak je na prvním místě opět Hincovo pleso s maximální amplitudou $-6,60\text{ }^{\circ}\text{C}$, následuje Lučné sedlo ($-4,98\text{ }^{\circ}\text{C}$), a oproti tomu na Kopském sedle byla zaznamenaná nejvyšší záporná hodnota $-3,73\text{ }^{\circ}\text{C}$. V teplotních datech se tak projevuje zejména vliv odlišné nadmořské výšky, expozice, sklonu svahů, vegetačního pokryvu, sněhové pokrývky, ... (viz kap. 2. 3.).



Obr. 26: Počet regelačních cyklů v letech 2007/2008 a 2008/2009 v lokalitách Hincovo pleso (datalogger č. 4), Lučné sedlo (datalogger č. 1) a Kopské sedlo (datalogger č. 1) s rozlišením použitých metod

5. 4. 1. Metoda „0 – -0,1 °C“

Největší regelační aktivitu ze všech tří sledovaných lokalit co do počtu cyklů v sezóně 2008/2009 vykazalo Hincovo pleso (s maximem 28 regelačních cyklů v hloubce 5 cm, 12 regelačních cyklů v 15 cm a nejdelsí regelační sezónou vůbec (v 5 cm 268,9 dnů) (příloha 4). Lučné sedlo se v pomyslném pořadí podle celkové regelační aktivity řadí na druhé místo s maximálním počtem regelačních cyklů 18 v 5 cm, 7 v 15 cm a maximální délkou regelační

sezóny v 5 cm 254,5 dnů. V hlubších půdních vrstvách však již Lučné sedlo disponovalo oproti Hincově plesu delší regelační sezónou (v nejextrémnějších případech v 15 cm činil rozdíl délky sezóny téměř 37 dní a v 30 cm necelých 5 dní). V porovnání obou lokalit s lokalitou Kopské sedlo jsou však tyto rozdíly prakticky zanedbatelné. Kopské sedlo je regelačně nejméně aktivní ze tří studovaných oblastí.

Regelace byla v sezóně 2007/2008 nejvýraznější na Lučném sedle s délkou trvání regelační sezóny v obou měřených hloubkách nad 140 dní. Na Kopském sedle byla zjištěna délka regelační sezóny v 5 cm téměř 140 dní a jen zde v daném období v obou hloubkách proběhly 2 regelační cykly. Hodnoty z Hincova plesa jsou v tomto případě velmi nízké, dokonce teplotní amplitudy byly v roce 2007/2008 nižší než na Lučném sedle.

Medián délky trvání regelačních cyklů bez započtení cyklu nejdelšího ukazuje v přílohách 4 – 6 na dominanci hned několika cyklů. Nejdelší cykly proběhly v sezóně 2008/2009 na Hincově plesu a to u dataloggeru č. 4 v hloubce 30 cm (medián 425 hodin), přestože regelační sezóna byla relativně velmi krátká. Ovšem je třeba brát v úvahu, že toto vysoké číslo je ovlivněno nízkým počtem regelačních cyklů v sezóně. V rámci lokality Hincovo pleso je ještě jedno vyšší mediánové číslo, 52 hodin, a to u druhé nejdelší regelační sezóny vůbec. Vysoké hodnoty mediánů u Kopského sedla z roku 2007/2008 sice poukazují na jistou extremitu regelačních sezón v obou měřených hloubkách z hlediska délky trvání cyklů, ovšem je opět nutné brát v potaz, že medián byl počítán z malého množství cyklů, v tomto případě z jednoho. Z výsledků je patrné, že při nezapočtení nejdelšího cyklu do mediánu se velké mediánové hodnoty neváží k nejdelším sezónám, což umožňuje lepší porovnání regelační aktivity mezi lokalitami, jejichž různě dlouhé sezóny způsobují právě extrémní rozdíly v absolutních počtech regelačních dní. Je pochopitelné, že čím více proběhlo během regelační sezóny krátkých („denních“) cyklů, tím se snižuje i pravděpodobnost velmi vysokého mediánu. Takže medián délky trvání v našem případě sice odstraňuje vliv nejdelšího cyklu, ale zůstává závislý na množství krátkodobých fluktuací, proto je např. v lokalitě Hincovo pleso u nejdelšího cyklu medián velmi nízký (10 hodin). Je nutné mít na paměti, že o intenzitě regelace, od níž se odvíjí různá intenzita vývoje strukturních půd, rozhoduje nejen délka regelační sezóny a délka cyklů v ní probíhajících, ale také samotný počet cyklů a minimální dosažené teploty.

5. 4. 2. Metoda „uvolňování latentního tepla“

Nejvíce regelačních cyklů (5 a 4) podle fázové přeměny vody bylo zaznamenáno v 5 cm na Lučném sedle a dále (4 a 3) na Hincově plese. Přesto, i vzhledem k délce regelační sezóny v této hloubce (250,8 dnů průměrně na Lučném sedle a 261,3 dnů průměrně na Hincově plese), lze za regelačně nejaktivnější považovat lokalitu Hincovo pleso. Navíc, v 15 cm bylo zjištěno maximum regelačních cyklů, 5, a to na Hincově plese. Tato metoda opět ukazuje viditelné rozdíly mezi oběma lokalitami tříděných strukturních půd a Kopským sedlem. Zatímco na Hincově plese a Lučném sedle se délka regelační sezóny pohybuje v 5 cm okolo 250 – 260 dnů, v 15 cm a 30 cm okolo 170 – 210 dní, na Kopském sedle tyto hodnoty činí přibližně 170 – 210 dní v 5 cm, okolo 170 dní v 15 cm a pouze 120 – 160 dní ve 30 cm.

Podobně, jak ukázala předešlá metoda, tak i k fázové přeměně vody v sezóně 2007/2008 docházelo ve výrazně menší míře než v roce následujícím. Ve všech hloubkách a lokalitách byl objeven vždy jen jeden cyklus a na Kopském sedle byla intenzita promrzání ve 30 cm tak slabá, že nebylo možné rozpoznat začátek a konec regelace. Vůbec „nejslabší“ byl tento rok v lokalitě Hincovo pleso, kdy v 15 cm byla regelační sezóna přibližně poloviční a ve 30 cm téměř čtvrtinová oproti roku následujícímu.

Vzhledem k malému počtu regelačních cyklů ve všech lokalitách je obtížné hodnotit medián délky trvání vynechávající nejdelší cyklus. Přesto, podle získaných dat lze alespoň určit, že obecně nejdelší cykly proběhly na Lučném sedle v 5 cm (mediány 268 a 161 hodin) a pozoruhodně v kopečku (č. 3) na Kopském sedle. V 15 cm naopak dominuje Hincovo pleso s mediánem 156 hodin. Ovšem je nutné brát v potaz, že ne ve všech lokalitách bylo možné medián určit (viz výše).

5. 4. 3. Metoda „0 °C“

Při hodnocení výsledků získaných metodou překročení 0 °C je třeba brát v úvahu také charakter jednotlivých cyklů (kap. 5. 1. – 5. 3.), které často nejsou skutečnými regelačními cykly, ale pouze několikahodinovými fluktuacemi s amplitudami blízko pod 0 °C.

Nejvíce přechodů přes 0°C v roce 2008/2009 proběhlo v 5 cm na Lučném sedle (46 a 24), zatímco na Hincově plese to bylo „jen“ 36 a 9 cyklů (příloha 6). V tomto ohledu je zde shoda s metodou předchozí (kap. 5. 4. 2.). V 15 cm průměrně proběhlo nejvíce cyklů na Lučném sedle a poté na Hincově plese. Pozoruhodné je množství přechodů přes 0°C v hloubce 30 cm, zejména na Hincově plese (17 cyklů), případně na Kopském sedle v sezóně 2007/2008 (20 cyklů). Nejdelší cykly v 5 cm opět vykazuje Hincovo pleso (průměrně 266,6

hodin oproti 254,7 hodin na Lučném sedle), v 15 cm pak znovu dominuje mezi lokalitami Lučné sedlo s průměrnou délkou regelační sezóny 245,4 hodin (oproti tomu na Hincově plese průměrně 185,3 hodin). Nejnižší regelační aktivita připadá na kopečky Kopského sedla, kde se počty cyklů pohybují v 5 cm od 12 do 17 (10 v úžlabí), v 15 cm 2 – 3 cykly (15 v úžlabí) a v 30 cm od 7 do 14 cyklů (7 v úžlabí). Regelační sezóny na Kopském sedle byly rovněž kratší oproti ostatním lokalitám (viz příloha 6).

Z předešlých šetření můžeme znovu předpokládat „slabší“ výsledky z roku 2007/2008. Délka regelační sezóny zjištěná metodou překročení 0 °C ve všech lokalitách a hloubkách tomu odpovídá, nicméně počet takto definovaných regelačních cyklů se razantně liší od předchozích. Neobvykle velké množství cyklů, které nebylo zjištěno jinými metodami, vypovídá o množství krátkodobých a málo intenzivních fluktuací s amplitudou do -0,1 °C.

Podle mediánu délky trvání proběhly nejdelší cykly v 5 cm na Hincově plese a Kopském sedle, v 15 a 30 cm na Hincově plese.

6. DISKUZE

6. 1. METODY PRO URČENÍ REGELACE

Při určování regelačních cyklů byly konfrontovány výsledky ze tří různých metod (kap. 4. 2.), které se v mnohém rozcházely (počet a délka cyklů), ale často také shodovaly, především v průběhu hlavních nejdelších cyklů v rámci roku.

Jako nejméně vhodná metoda pro určení regelace se jeví překročení $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (směrem dolů při mrznutí a směrem nahoru při tání), protože ve všech lokalitách odhalila řadu krátkodobých fluktuací (často jednohodinové) s malou amplitudou (okolo $-0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$), jež nemohou být považovány za regelační cykly v pravém slova smyslu z těchto důvodů:

1. U těchto cyklů nebyla prokázána fázová přeměna půdní vody, která jednoznačně definuje začátek a konec regelace. Fázová přeměna se vyznačuje kolísáním teploty při poklesu pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ spojeným s uvolňováním latentního tepla a při vzestupu nad $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, kdy je latentní teplo spotřebováno na přeměnu ledu na vodu (Yershov 2004). Kolísání teploty se však u takto vymezených cyklů neprojevovalo. Např.: přestože dle metody „překročení $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ “ bylo na Lučném sedle v 5 cm prokázáno 24 (datalogger č. 2), resp. 46 (datalogger č. 3) regelačních cyklů, nelze je jednoznačně považovat za indikátory vyšší regelační aktivity oproti výsledkům z jiných použitých metod, neboť se v mnoha případech jednalo pouze o několikahodinové přechody pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ bez známek po fázové přeměně vody.
2. Je nutné brát v úvahu měřicí možnosti přístrojů, jak bylo zmíněno v kap. 4. 2. a 4. 4. Máme-li např. naměřenou hodnotu $-0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$, nelze s určitostí říci, že teplota skutečně překročila $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, neboť přístroje použité při tomto výzkumu měří s přesností na jedno desetinné místo.
3. Krátkodobé fluktuace byly určeny pouze touto metodou a žádná z dalších zvolených metod je, takto vymezené, nepotvrdila.

Výhodou metody „překročení $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ “ je nesporně jednoduchost zpracování dat, kdy se pro stanovení regelace sleduje pouze jedna hodnota ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$) a přechod teploty přes tuto hodnotu v obou směrech (při poklesu i vzestupu teploty).

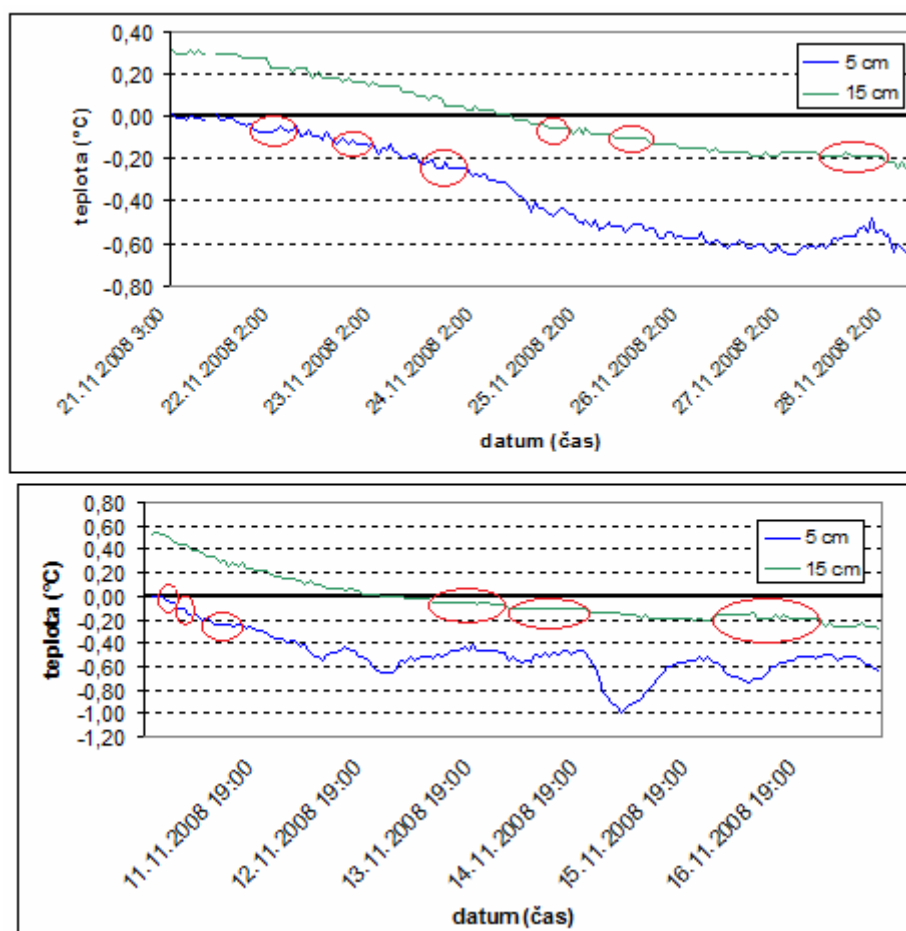
Metoda s použitím intervalu $0 - -0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, kdy byl začátek regelačního cyklu určen při prvním překročení hodnoty $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ směrem dolů a jeho konec při překročení $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ směrem nahoru, je sice složitější na zpracování (namísto jedné hodnoty je nutné vymežit celý interval a sledovat tak pohyb teploty přes dvě různé hodnoty), ale přeci jen vylučuje opomenutí chyby přístrojů. Zároveň zvyšuje, vzhledem k teplotě dále od nuly (oproti krátkodobým fluktuacím

s malou amplitudou – viz výše), pravděpodobnost průběhu fázové přeměny vody a tím i určení skutečného regulačního cyklu.

Jako nejspolehlivější metoda pro určení skutečných regulačních cyklů se jeví sledování fázové přeměny vody, kdy v souladu s definicí regulace dojde vždy k vymezení skutečných regulačních cyklů (sensu French 2007). Ovšem i tato metoda skýtá řadu problémů, jež se projeví ve studiu regulace ve Vysokých Tatrách:

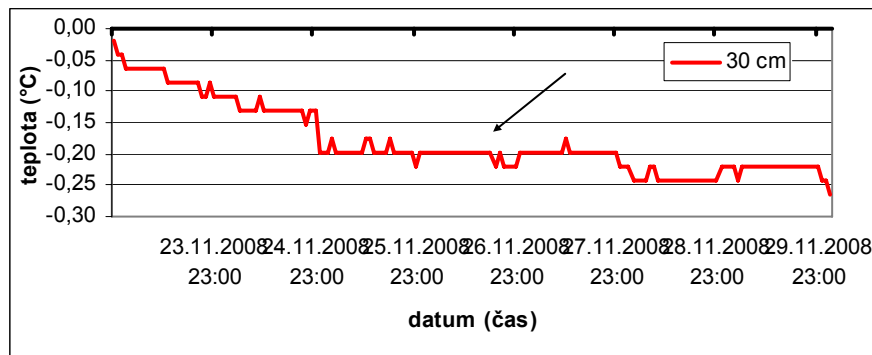
1. Délka nástupu/konce regulace (doba, po kterou dochází k uvolňování/spotřebě latentního tepla) není jasně definovaná. Ve sporných případech, kdy při poklesu teploty například postupně dojde ke kolísání teploty okolo hodnoty T_1 po dobu stejnou jako při teplotě T_2 , není možné jasně definovat, při které ze dvou teplot půda skutečně promrzla. French (2007) uvádí dobu mrznutí půdy 8 – 10 týdnů (pokles teploty a následné kolísání až do doby změny trendu); v případě Vysokých Tater půda promrzala i tála po dobu od několika hodin až po několik týdnů.
2. S předchozím bodem souvisí neurčitost nástupu/konce regulace. Tato nejasnost je dána neznámou teplotou, při níž dochází v konkrétní půdě za daných vlhkostních podmínek k fázové přeměně vody. Je zřejmé, že tuto hodnotu lze očekávat blízko pod nulou, resp. nad nulou, protože k fázové přeměně půdní vody dochází při určitém podchlazení pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Kozłowski 2004). Konkrétní hodnota se však liší případ od případu, nejen mezi lokalitami, ale také mezi jednotlivými strukturními tvary, v nichž probíhalo měření. Během určování regulačních cyklů touto metodou byly zjištěny tři důležité hodnoty, při kterých mohla být identifikována fázová přeměna vody. První kolísání teploty se často objevilo již při hodnotě přibližně $-0,06\text{ }^{\circ}\text{C}$, druhé potom okolo $-0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($-0,11$ až $-0,18\text{ }^{\circ}\text{C}$) a poslední při $-0,20\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $-0,22\text{ }^{\circ}\text{C}$ (obr. 27). Aby však došlo k podchycení jasných regulačních cyklů, byl při hodnocení regulace ve Vysokých Tatrách brán zřetel k poslední hodnotě, při níž se kolísání teploty projevilo výrazněji (delší trvání) a dále následoval pokles teploty bez výrazných stagnací. Pokud nenásledovala tato změna trendu v poklesu teploty, ale naopak došlo k oteplení (např. při hodnotě $-0,11\text{ }^{\circ}\text{C}$), nebyl regulační cyklus započten, neboť nemohlo být prokázáno dokončení fázové přeměny vody a promrznutí půdy. Navíc, předpoklad fázové přeměny půdní vody při kolísání teploty okolo $-0,20\text{ }^{\circ}\text{C}$ byl podpořen výsledky z experimentálního měření diferenčním kalorimetrem (viz kap. 4. 2.). Předpoklad kolísání teploty okolo $-0,20\text{ }^{\circ}\text{C}$ se v mnoha případech potvrdil (obr. 28). V případě strukturních půd Vysokých Tater již při dalším poklesu teploty kolísání nebylo následováno tak výraznou stagnací hodnot, která by naznačovala

fázovou přeměnu vody. Otázkou zůstává, co se ve skutečnosti odehrávalo v půdě během prvních dvou stagnací při teplotách přibližně $-0,06\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $-0,11$ až $-0,18\text{ }^{\circ}\text{C}$. Budeme-li uvažovat, že podle Yershova (2004) dochází k fázové přeměně vody postupně, při sledu záporných teplot během poklesu teploty pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, lze zjištěná kolísání přirovnat právě k průběhu celého procesu fázové přeměny vody. Ta je zakončená uvolněním veškerého latentního tepla při „posledním zakolísání“ stanoveném v případě Vysokých Tater na $-0,20$ – $-0,22\text{ }^{\circ}\text{C}$. Jednotlivá kolísání potom mohou být indikátorem tzv. teploty spontánního tvoření jader, kterou zavedl Kozłowski (2004) (viz kap. 3. 2. 2.). Při tání (postupném nárůstu teploty), se často objevil krátký pokles teploty (od jedné po několik hodin) a následný vzestup. Teplota tání se opět lišila případ od případu, bez ohledu na lokalitu – často k tání docházelo např. při teplotách $0,10$ – $0,60\text{ }^{\circ}\text{C}$ (obr. 29). V některých případech byla hodnota ovlivněna množstvím jarních denních výkyvů teploty s vysokou amplitudou (bez zjevných známek fázové přeměny během tohoto období).

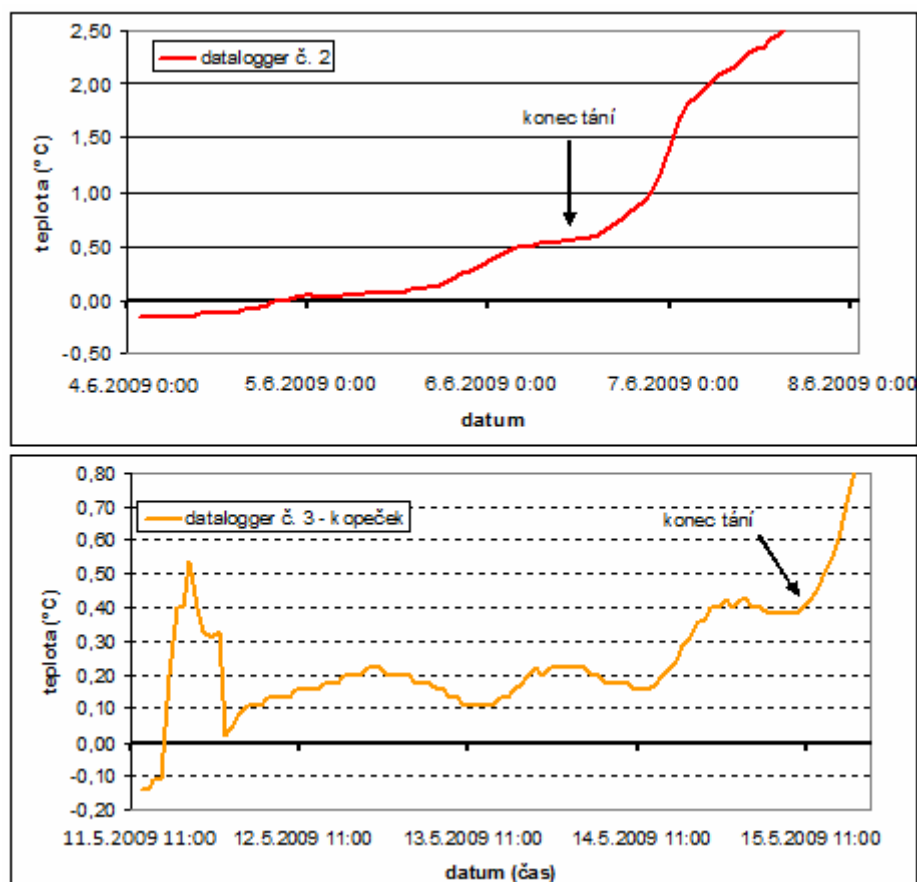


Obr. 27: Příklad kolísání teploty při poklesu pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ v hloubkách 5 a 15 cm: datalogger č. 2 na Kopském sedle (nahore) a datalogger č. 1 na Lučném sedle (dole)

Z výše uvedených důvodů nemusely být stanoveny všechny regulační cykly, ale jen ty, u nichž byla fázová přeměna vody rozpoznatelná. Proto je také množství regulačních cyklů stanovených touto metodou výrazně nižší oproti druhým dvěma metodám. Výše uvedené problémy také objasňují, proč na Kopském sedle ve 30 cm nebylo rozpoznáno zmrznutí půdy, přestože podle metod „0 – -0,1 °C“ a „přechod přes 0 °C“ zde k promrznutí evidentně docházelo. Kompromisem pro vyřešení zmíněných problémů by mohlo být užití metody tzv. „zero-curtain“ (sensu Grab 2005, Sumner 2003), kdy je regulační cyklus definován průběhem minimální i maximální průměrné denní teploty pod izotermou 0 °C.



Obr. 28: Příklad výrazné stagnace teploty okolo -0,20 °C: datalogger č.2 na Hincově plese



Obr. 29: Spotřeba latentního tepla patrná z průběhu teplot ve 30 cm na Kopském sedle

6. 2. REGELACE VE STUDOVANÝCH LOKALITÁCH

Dosažené výsledky jsou při vzájemném porovnání lokalit primárním ukazatelem rozdílného průběhu regelace různých typů strukturních půd – tříděných polygonů a půdních kopečků. Odlišný charakter regelačních cyklů v lokalitách s výskytem polygonů a thufurů určuje diferenciaci vývoje těchto geomorfologických forem. Průběh regelace (resp. vznik geneticky odlišných tvarů) je podmíněn řadou faktorů, jako je určitá nadmořská výška, morfologie terénu, expozice, určitý vegetační pokryv (u thufurů) či geologický podklad (sensu Sekyra 1960 aj.). Vliv zmíněných faktorů byl teplotními měřeními v lokalitách Hincovo pleso, Lučné a Kopské sedlo potvrzen: rozdílný průběh regelačních cyklů se projevil obecně ve vyšších amplitudách, delších cyklech, vyšší extremitě cyklů a větším počtu cyklů u tříděných strukturních půd oproti nižším ukazatelům zjištěným u thufurů na Kopském sedle.

Mrazové půdní kopečky všeobecně vykazují nižší počet regelačních cyklů, což potvrzují výzkumy i v oblastech mimo Vysoké Tatry. Nízkým počtem cyklů (nejčastěji v rozmezí 1 – 5 cyklů dle srovnatelné metody „interval 0 – -0,1 °C“ pro hloubky 15 a 30 cm) disponují například thufury v Hrubém Jeseníku (Vejrstová 2009). Na Kopském sedle bylo toutéž metodou ve stejných hloubkách zjištěno 1 – 3 cyklů (příloha 4). Oproti tomu se u tříděných strukturních půd objevuje více cyklů – např. v Krkonoších na Modrém sedle v 15 cm byla překročena hodnota 0 °C v sezónách 2006/2007 a 2007/2008 dvacetkrát a čtyřicetkrát (Nyplová 2008). S uvedenými výsledky přibližně korelují počty cyklů získané taktéž metodou „překročení 0 °C“ v lokalitách Lučné sedlo (24 – 46 cyklů v 5 cm, 15 – 21 cyklů v 15 cm) a Hincovo pleso (až 36 cyklů v 5 cm a 20 cyklů v 15 cm) (příloha 6).

Regelační sezóny jako první začaly vždy (podle všech metod) na Hincově plese, dále následovalo Lučné sedlo a nakonec Kopské sedlo. Podmínkou pro nástup mrznutí nebyl v tomto případě vliv nadmořské výšky (nejvýše ze studovaných lokalit, kde by se dal předpokládat nástup regelační sezóny jako první, leží Lučné sedlo). K vysvětlení se nabízí rozdílný sklon svahů, který má vliv na odlišné možnosti zadržování vody v půdě. U lokality Hincovo pleso lze vzhledem k nižším sklonitostním poměrům a periodickému zaplavování vodou z Malého Hincova plesa předpokládat větší obsah půdní vlhkosti. Ve vlhčí půdě pak vlivem vyšší tepelné vodivosti a kapacity dojde k mrznutí dříve (Ballard 1973, French 2007). Nástup regelace v thufurech na Kopském sedle přicházel podle shodné metody „interval 0 – -0,1 °C“ přibližně o měsíc později (listopad v hloubce 15 a prosinec ve 30 cm) oproti islandským mrazovým kopečkům (sensu Vejrstová 2009). Začátek regelační sezóny (v hloubkách 15 a 30 cm) nastal na Kopském sedle zpravidla o měsíc dříve oproti

kopečkům Hrubého Jeseníku (Praděd a Keprník – sensu Vejrostová 2009). Tříděné strukturní půdy začínají promrzat dříve než mrazové kopečky. Podle Nyplové (2008) docházelo k překročení 0 °C v hloubce 15 cm lokalitě Modré sedlo v Krkonoších zpravidla v říjnu až listopadu, s čímž se shodují i výsledky z Hincova plesa a Lučného sedla. Tato data se blíží začátku regelační sezóny u thufurů na Islandu (sensu Vejrostová 2009).

Konec regelační sezóny proběhl ve Vysokých Tatrách v opačném pořadí než její začátek: nejprve roztál led v thufurech na Kopském sedle (nejčastěji květen), pak následovaly tříděné polygony na Hincově plese (první polovina června) a jen o několik dní později půda roztála na Lučném sedle. Tím se vysvětluje, proč bylo stanovení větší regelační aktivity v lokalitách Hincovo pleso a Lučné sedlo při použití různých metod nejednoznačné – na Hincově plese sice začala regelační sezóna dříve, ale také dříve skončila. Například konec regelační sezóny na Kopském sedle nastal v květnu (v 15 a 30 cm dle metody „0 – -0,1 °C“) o několik dní až týdnů později v porovnání s Islandem, zatímco v porovnání s Hrubým Jeseníkem dříve, zpravidla o několik dní až jeden měsíc (sensu Vejrostová 2009). Ve výsledků byly regelační sezóny na Kopském sedle oproti dvěma zmíněným lokalitám delší. Grab (2005) na příkladu mrazových kopečků v Lesothu uvádí, že v průběhu zimy kopečky promrzají do hloubky okolo 15 cm, zatímco povrchové vrstvy podléhají denním teplotním fluktuacím. To objasňuje dřívější tání povrchových vrstev (3 a 5 cm) a časový posun tání s přibývajícím hloubkou patrný např. z jarního období u dataloggeru č. 2 na Kopském sedle (přílohy 4 – 6). Hlubší vrstvy půdy pak díky izolovanosti od vlivů atmosféry zůstávají déle promrzlé. Naopak Vejrostová (2009) popisuje delší regelační sezónu v hloubce 15 cm oproti kratší sezóně ve 30 cm na příkladu kopečků na Islandu. Tento jev je patrný i ve Vysokých Tatrách, zejména při použití metod, kdy je regelační cyklus zakončen překročením teploty 0 °C. V jarním období dojde nejprve k rozmrznutí celého půdního profilu, vč. půdy v hloubce okolo 30 cm, a v povrchových vrstvách následně dochází vlivem denních teplotních fluktuací k opětovnému mrznutí. Příkladem je průběh teplot u dataloggeru č. 3 na Kopském sedle (obr. 30). V tříděných půdních tvarech Vysokých Tater končí regelační sezóna ve všech hloubkách při srovnání všech použitých metod nejčastěji v červnu, tedy přibližně o měsíc později než, jak tomu bylo u thufurů na Kopském sedle. Oproti tříděným kruhům a sítím z Krkonoš toto zpoždění činí dokonce dva měsíce (sensu Nyplová 2008). Regelační sezóna tak ve tříděných půdách Vysokých Tater trvá obecně o dva měsíce déle, což je (vzhledem k blízké geografické poloze a nadmořským výškám lokalit) především výsledek odlišných klimatických podmínek.

Rozdíly mezi lokalitami (resp. tříděnými a netříděnými strukturními půdami) jsou patrné ze záporných teplotních amplitud nejen v rámci Vysokých Tater (tab. 4), ale také v dalších oblastech. Mrznutí půdy na Kopském sedle bylo v porovnání s lokalitou na Islandu mnohem méně výrazné. V 15 cm dosáhlo absolutní minimum na Islandu $-6,19\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Vejrostová 2009), což je ještě více než absolutní minimum v téže hloubce u tříděných strukturních tvarů na Hincově plese a Lučném sedle. Kopské sedlo je však velmi blízko hodnotám z Hrubého Jeseníku (sensu Vejrostová 2009) či amplitudám v jihoafrickém Lesothu (sensu Grab 2005). Při srovnání záporných teplotních amplitud tříděných tvarů s oblastí Krkonoš vychází zajímavý výsledek v „neprospěch“ Vysokých Tater. Minimální teplota dosažená v Krkonoších v 15 cm ($-9,10\text{ }^{\circ}\text{C}$) je téměř o polovinu vyšší než na Hincově plese v téže hloubce a více než o polovinu vyšší oproti Lučnému sedlu.

Tab. 4: Záporné teplotní amplitudy ve Vysokých Tatrách z měření v letech 2007 – 2009

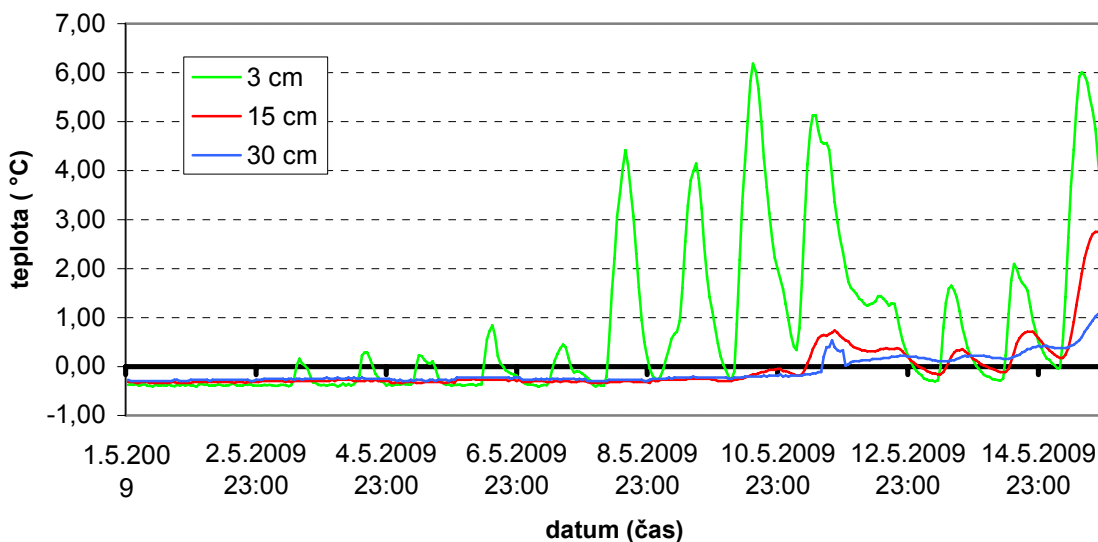
Hloubka (cm)	Absolutní teplotní minimum ($^{\circ}\text{C}$)		
	Hincovo pleso	Lučné sedlo	Kopské sedlo
3	x	x	-2,74
5	-6,60	-4,98	-3,73
15	-4,55	-4,20	-2,81
30	-1,60	-3,49	-1,05

Výše diskutované výsledky souhrnně ukazují vliv geografické polohy jednotlivých lokalit – např. thufury na Kopském sedle podléhají méně „drsným“ klimatickým podmínkám mírných šířek oproti Islandu, a díky odlišnému klimatu a dalším specifickým faktorům (expozice, sklon, nadmořská výška...) zde oproti Hrubému Jeseníku nastupuje mrznutí dříve.

Přestože extremita úzce souvisí s délkou trvání a amplitudou regelačního cyklu, její nejvyšší hodnota se ve většině případů nevztahuje k nejdelšímu regelačnímu cyklu, ani k cyklu s největší amplitudou (přílohy 1 – 3). Tento výsledek určuje, že extremita je ukazatelem zajímavým, nicméně použitelným pro porovnání dvou cyklů jen v případě stejné délky a stejné amplitudy. Často se v lokalitách Vysokých Tater podařilo zjistit stejně dlouhé cykly, avšak s různou amplitudou, takže cyklus s vyšší amplitudou měl i vyšší extremitu.

Podle Sekyry (1960) jsou tříděné polygony na Lučném sedle považovány za fosilní, zatímco na Hincově plese se jedná o tvary aktivní. Tento rozdíl se projevil v odlišných minimálních teplotách ve prospěch aktivity Hincova plesa. Naopak některé ukazatele hovoří proti výše uvedenému faktu a jeví se tak jako nevhodné kritérium pro porovnávání regelační aktivity mezi aktivními a fosilními strukturními tvary. Například:

na Lučném sedle prokázaly největší počet regelačních cyklů v 5 cm dvě metody ze tří („interval 0 – -0,1°C“ a „překročení 0 °C“), v 15 cm zde proběhlo nejvíce regelačních cyklů a ve 30 cm nebylo toto rozlišení dle počtu cyklů jednoznačné. Na základě těchto výsledků (v souladu s výsledky vážených průměrů počtů regelačních cyklů v rámci každé lokality a každé použité metody, kde váhami byly délky trvání regelační sezóny) by za regelačně aktivnější lokalitu mohlo být chybně považováno Lučné sedlo. Problém užití délky regelační sezóny jako kritéria regelační aktivity spočívá v tom, že během této doby může nezávisle na její délce proběhnout různé množství cyklů. Takže v regelační sezóně potom nemusí prakticky k žádné výrazné regelační činnosti docházet, nebo naopak, střídání mrznutí a tání půdy může být velmi intenzivní.



Obr. 30: Delší regelační sezóna podle „překročení 0 °C“ v hloubce 5 cm vzhledem k hloubkám 15 a 30 cm, datalogger č. 3 na Kopském sedle

7. ZÁVĚR

V rámci bakalářské práce byly porovnány tři vybrané lokality výskytu strukturních půd ve Vysokých Tatrách (Hincovo pleso, Lučné sedlo a Kopské sedlo) s cílem určit regelační cykly v nich probíhající na základě poskytnutých teplotních dat. Dílčími úkoly bylo porovnání jednotlivých lokalit mezi sebou z hlediska regelační aktivity a stanovení změn ukazatelů regulace při změnách jejich mezních hodnot.

Nejdůležitější poznatky ze studia regelační aktivity ve vybraných lokalitách – Hincovo pleso, Lučné sedlo a Kopské sedlo – Vysokých Tater jsou shrnuty v následujících bodech:

- Strukturní půdy ve všech třech studovaných lokalitách vykazovaly během pozorování v letech 2007/2008 a 2008/2009 známky regulace nezávisle na volbě vyhodnocovací metody.
- Hlavní regelační aktivita se v roce 2007/2008 vztahovala převážně na podzimní období: v hloubce 15 cm proběhlo více cyklů na podzim ve všech lokalitách, zatímco ve 30 cm tomu tak bylo pouze u Hincova plesa. V roce 2008/2009 v 5 cm převažoval počet jarních cyklů (v lokalitách Hincovo pleso a Kopské sedlo), v 15 cm počet podzimních cyklů (v lokalitách Hincovo pleso a Lučné sedlo) a ve 30 cm nebylo kvůli všeobecně malému počtu regelačních cyklů možné jednoznačně určit žádné období. Při srovnání obou sledovaných let, všech lokalit a použitých metod lze obecně stanovit:
 - převahu jarních regelačních cyklů v hloubce 5 cm a 30 cm
 - převahu podzimních regelačních cyklů v hloubce 15 cm
 - převahu jarních regelačních cyklů v lokalitách Hincovo pleso a Kopské sedlo
 - převahu podzimních regelačních cyklů v lokalitě Lučné sedlo.Jestliže podle Frenche (2007) je rozhodujícím obdobím pro vývoj regelačních cyklů jaro, pak převaha jarních cyklů ve strukturních půdách na Hincově pleso a Kopském sedle potvrzuje jejich recentní aktivitu.
- Odlišnost v regelační aktivitě byla prokázána mezi jednotlivými tvary v rámci každé lokality, mezi jednotlivými lokalitami i mezi různými typy strukturních půd

v závislosti na vytríděnosti. Diference v regelační činnosti mezi tříděnými strukturními půdami (kruhy, polygony a sítě na Hincově plese a Lučném sedle) a netříděnými mrazovými kopečky (Kopské sedlo) se v půdním profilu obecně projeví rozdílnými teplotními amplitudami, délkou trvání regelačních cyklů i sezón a počtem proběhlých cyklů (vše ve prospěch tříděných strukturních tvarů). Tříděné polygony vykazaly průměrně 1,8krát vyšší počet regelačních cyklů v porovnání s thufury.

- Nejaktivnější lokalitou vzhledem k dosaženým záporným teplotním amplitudám a celkovému charakteru regelačních cyklů (při porovnání všech metod) byla podle dostupných dat v sezóně 2007/2008 i 2008/2009 lokalita Hincovo pleso. Naopak obecně nejnižší regelační aktivitu v půdním profilu vykazovaly v tomto období thufury na Kopském sedle. Aktivita mrznutí se shodně ve všech lokalitách snižovala s hloubkou – v 5 cm proběhlo vždy nejvíce cyklů, ve 30 cm potom nejméně, často pouze jeden.
- Výsledky všech použitých metod pro určení regelačních cyklů spolu přibližně korelovaly ve všech lokalitách i hloubkách pouze u nejdelších cyklů.
- Nejvhodnějším způsobem stanovení skutečně proběhlých regelačních cyklů se jeví metoda, při níž je v datové řadě naměřených teplot sledována fázová přeměna vody, resp. stagnace teploty, kdy dochází k uvolňování/spotřebě latentního tepla. Použitím této metody jsou zohledněny požadavky měřících přístrojů a určeny regelační cykly, které skutečně proběhly. Záporou této metody je nejasná hranice fázové přeměny vody lišící se už na úrovni jednotlivých tvarů. Ve studovaných lokalitách byly zaznamenány tři hlavní „stupně“ kolísání teploty spjaté s uvolňováním latentního tepla, které po sobě následovaly v okamžiku postupného poklesu teploty půdy: kolísání okolo hodnot $-0,06\text{ }^{\circ}\text{C}$; $-0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $-0,20\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Přestože byla rozpoznána jistá regelační aktivita, zůstává ohledně studia regelace stále řada nevyjasněných oblastí, které je možné v budoucnu dále šetřit. Jednou z největších otázek je např. volba metody pro určení regelačních cyklů. Jako nejvhodnější přístup k přesnějšímu určování regelace ve strukturních půdách se jeví kombinace různých metod a ověřování výsledků laboratorními experimenty.

8. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, Banská Bystrica, Ministerstvo životného prostredia SR, Slovenská agentúra životného prostredia, 2002. 343 s.
- BALLARD, T. M (1973): *Soil physical properties in a sorted stripe field*. Arctic and Alpine Research, vol. 5, no. 2, p. 127-131.
- BALLANTINE, C., K. (1996): *Formation of Miniature Sorted Patterns by Shallow Ground Freezing: A Field Experiment*. Permafrost and Periglacial Processes, vol. 7, p. 409 – 424.
- ČERNÍK, A., SEKYRA, J. (1969): Zeměpis velehor. Academia, Praha, 396 s.
- FRENCH, H., M. (2007): The Periglacial Environment. John Wiley and Sons, 458 s.
- GILPIN, R. R. (1979): *A Model of the "Liquid-Like" Layer between Ice and a Substrate with Applications to Wire Regelation and Particle Migration*. Journal of Colloid and Interface Science, vol. 68, no. 2, p. 235 – 251.
- GRAB, S. W. (2005): *Earth hummocks (thúfur): new insights to their thermal characteristics and development in eastern Lesotho, southern Africa*. Earth Surface Processes and Landforms, vol. 30, no. 5, p. 541-555.
- HENRY, H. A. L. (2007): *Soil freeze – thaw cycle experiments: Trends, methodological weaknesses and suggested improvements*. Soil Biology & Biochemistry, vol. 39, p. 997 – 986.
- JANKOVIČ, J. et al. (2006): *Projekt revitalizácie lesných porastov Vysokých Tatier po kalamite z novembra 2004*. In: Enviroifórum – Odborné fórum o dostupnosti a tvorbe environmentálnych informácií, 2. ročník konferencie 18. – 20.10.2006, Zvolen, Technická univerzita, s. 87 – 92.
- KACHLÍK, V. (2005): Základy geologie. Karolinum, Praha, 344 s.
- KOLEKTIV AUTORŮ (1977): Encyklopédia Slovenska. I. svazek A – D. Veda, Bratislava, 624 s.
- KOLEKTIV AUTORŮ (1982): Encyklopédia Slovenska. VI. svazek T – Z. Veda, Bratislava, 776 s.
- KOZLOWSKI, T. (2004): *Soil freezing point as obtained on melting*. Cold Regions Science and Technology, vol. 38, p. 93 – 101.

- KRÍŽEK, M., TREML, V., ENGEL, Z. (2005): *Periglaciální tvary Hrubého Jeseníku z hlediska jejich aktivity*. In *Campanula – Sborník referátů z konference k 35. výročí CHKO Jeseníky*, Správa CHKO Jeseník, Jeseník, s. 9-15.
- LUKNIŠ, M. (1973): Reliéf Vysokých Tater a ich predpolia. Veda, Bratislava, 376 s.
- MARK, A. F. (1994): *Patterned Ground Activity in a Southern New Zealand High-Alpine Cushionfield*. Arctic and Alpine Research, vol. 26, no. 3, 1994, p. 270-280.
- MIDRIAK, R. (1983): Morfogenézia povrchu vysokých pohorí. Veda, Bratislava, 516 s.
- NYPLOVÁ, P (2008): *Monitoring a modelace procesu vzniku a vývoje aktivních strukturních půd v Krkonoších*. Diplomová práce. PřF UK, Katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 127 s.
- PETRÁNEK, J. (1993): Malá encyklopedie geologie. JIH, České Budějovice, 248 s.
- PLESNÍK, P. (1971): Hranica lesa vo Vysokých a Belianských Tatrách. Veda, Bratislava, 240 s.
- RUBÍN, J., BALATKA, B. et al. (1986): Atlas skalních, zemních a půdních tvarů. Academia, Praha, 388 s.
- SEKYRA, J. (1960): Působení mrazu na půdu. Kryopedologie se zvláštním zřetelem k ČSR. Nakladatelství ČSAV, Praha, 195 s.
- SUMNER, P. (2003): *A contemporary winter ground thermal profile in the Lesotho highlands and implications for active and relict soil frost phenomena*. Earth Surface Processes and Landforms, vol. 28, p. 1451–1458.
- TALAMUCCI, F. (2003): *Freezing Processes in Porous Media: Formation of Ice Lenses, Swelling of the Soil*. Mathematical and Computer Modelling, vol. 37, p. 595-602.
- UXA, T. (2009): *Třídění strukturních půd Krkonoš*. Bakalářská práce, PřF UK, Katedra fyzické geografie geoekologie, Praha, 106 s.
- VAN VLIET – LANOË, B. (1991): Differential heave, load castnig and convention; converging machanisms. A discussion of the origin of cryoturbations. Permafrost and Periglacial Processes, vol. 2, p. 123 – 139.
- VAN VLIET – LANOË, B. (1998): *Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy*. Catena, vol. 34, p. 157 – 183.
- VEJROSTOVÁ, M. (2009): Srovnání mrazových kopečků v Hrubém Jeseníku a na Islandu. Diplomová práce. PřF UK. Katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 110 s.
- Všeobecná encyklopedie Diderot. 3. svazek G – J. Diderot, Praha, 1999, 473 s.

- WASHBURN, (1956): *A classification of patterned ground and review of suggested origins*. Bulletin of the Geological Society of America, vol. 67, p. 823 – 866.
- WASHBURN, A., L. (1979): *Geocryology*. Edward Arnold, London, 406 s.
- YERSHOV, E. D. (2004): *General Geocryology*. Cambridge University Press, Cambridge, 608 s.

Ostatní zdroje

- Atlas krajiny Slovenskej republiky [online]. [cit. 16.4.2010]. Dostupné z: <http://globus.sazp.sk/atlassr/>
- Geologická encyklopedie [online]. c ČGS 2007, [cit. 1.3.2010]. Dostupné z: <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>
- Geologická mapa SR M 1: 50 000, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra [online]. c ŠGÚDŠ, [cit. 18.2.2010]. Dostupné z: <http://mapserver.geology.sk:8080/gm50/mapviewer.jsf?width=968&height=631>
- Slovenský hydrometeorologický ústav [online]. c SHMU 2010, [cit. 17.6.2010]. Dostupné z: <http://www.shmu.sk>
- KŘÍŽEK, M. et al. (2009): Stav geomorfologických výzkumů v roce 2009, 15.-17.4.2009 Kašperské hory, Pedf ZČU, Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR v.v.i., Česká asociace geomorfologů - Temperature regime of patterned ground in the High Sudetes (přednáška, příspěvek do sborníku – Křížek, Treml, Engel, Nyplová).
- KŘÍŽEK, M. et al. (2010): Průběžná zpráva řešení grantu „Recentní aktivita strukturních púd ve vybraných oblastech střední Evropy“ KJB301110804.
- KŘÍŽEK, M., ústní sdělení.

PŘÍLOHY

Příloha 1: Regelační cykly ve sledovaných lokalitách určené metodou „0 – -0,1 °C“

Příloha 2: Regelační cykly ve sledovaných lokalitách určené metodou „uvolňování latentního tepla“

Příloha 3: Regelační cykly určené metodou „překročení 0 °C“

Příloha 4: Souhrnné charakteristiky regelační aktivity ve sledovaných lokalitách podle metody „0 – -1 °C“

Příloha 5: Souhrnné charakteristiky regelační aktivity ve sledovaných lokalitách podle metody „uvolňování latentního tepla“

Příloha 6: Souhrnné charakteristiky regelační aktivity ve sledovaných lokalitách podle metody „překročení 0 °C“