

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta životního prostředí

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování



DIPLOMOVÁ PRÁCE

Modelování teploty vzduchu na území Krkonoš

Modeling of air temperature in Krkonoše mountains

Autor: Bc. Miláčková Andrea

Vedoucí práce: Ing. Pavlásek Jiří Ph.D

Rok: 2015

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Andrea Miláčková

Voda v krajině

Název práce

Modelování teploty vzduchu na území Krkonoš

Název anglicky

Modeling of air temperature in Krkonoše mountains

Cíle práce

Hlavním cílem je stanovit prostorové rozložení teploty pomocí jednoduchého modelu zahrnující lokální podmínky – nadmořskou výšku.

Dílní cíle práce jsou:

- shrnutí poznatků a metod
- zohlednění faktoru nadmořské výšky
- vytvoření modelu
- verifikace modelu.

Metodika

Na základě literární rešerše budou vybrány vhodné postupy pro interpolaci teplot se zohledněním nadmořské výšky. Teplota bude interpolována pro zvolenou velikost gridu nad vybranou oblastí v Krkonoších. Vstupem do modelu budou data získaná z monitorovací sítě ČHMÚ. Výstupem z modelu budou interpolované hodnoty teplot pro zvolenou velikost gridu. Následně budou vybrané postupy navzájem porovnány a verifikovány.

Doporučený rozsah práce

60 stran

Klíčová slova

teplota vzduchu, modelování, interpolace, horská oblast, sluneční záření

Doporučené zdroje informací

- Barry R.G. et Chorley R.J. (1998) Atmosphere, weather and climate, 7th edn. Routledge, London.
- Dodson R. et Marks D. (1997): Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. Climate Research, vol.8: 1-20.
- Faltysová H., Mackovčín P., Sedláček M. et kol (2002): Královehradecko. In: Mackovčín P. a Sedláček M. (eds): Chráněná území ČR, svazek V. Agentury ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha, 410 pp.
- Chung U. et Jun J.I. (2004): Solar irradiance-corrected spatial interpolation of hourly temperature in complex terrain. Agricultural and Forest Meteorology 126 (2004) 129–139.
- Li J. et Heap A.D. (2008): A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists. Geoscience Australia, Record 2008/23, 137 pp.

Předběžný termín obhajoby

2015/16 ZS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Jiří Pavlásek, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 25. 11. 2015

prof. Ing. Pavel Pech, CSc.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 27. 11. 2015

prof. Ing. Petr Sklenička, CSc.

Děkan

V Praze dne 27. 11. 2015

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně, pod vedením Ing. Jiřího Pavláška Ph.D. a všechny použité zdroje, ze kterých jsem čerpala, jsem uvedla v seznamu zdrojů.

.....
Bc. Miláčková Andrea

Poděkování

Děkuji vedoucímu práce, Ing. Jiřímu Pavláskovi Ph.D., za vedení práce a odbornou pomoc při psaní a zejména dokončování diplomové práce a také za jeho trpělivost.

Děkuji svým rodičům za nezištnou pomoc, nejen psychickou podporu během celého mého studia, trpělivost a za jejich optimismus. Dále chci poděkovat svému příteli za to, že mi byl a stále je oporou, za jeho trpělivost a technickou pomoc a také své sestře za podporu při studiu i v osobním životě. Díky patří i kolegyním v práci, které mi umožnily skloubit studium s prací.

Chtěla bych také poděkovat Českému hydrometeorologickému ústavu a Krkonošskému Národnímu Parku za poskytnutí dat, bez kterých by tato práce nemohla vzniknout.

Abstrakt

Teplota vzduchu je řídicím faktorem řady procesů probíhajících na Zemi. V této práci jsou shrnuty informace o teplotě vzduchu, ovlivňujících faktorech a o metodách získávání meteorologických dat. V praktické části je teplota vzduchu modelována pro vybrané pilotní území v Krkonoších a jsou analyzovány faktory ovlivňující teplotu vzduchu. Cílem práce je tedy vytvoření jednoduchého modelu teploty vzduchu, založeného na relativně snadno dostupných datech a určeného pro pilotní zájmovou oblast se specifickou lokální topografií.

Meteorologická data se obvykle získávají pomocí bodových měření nebo satelitního snímkování, často ale také pomocí interpolačních technik. Model teploty vzduchu v praktické části práce zahrnuje analýzu vstupních meteorologických dat, samotný model je založený na interpolaci dat a rozdílech v nadmořské výšce. Jako nejlepší se jeví model založený na environmentálním teplotním gradientu, určeným z dat z vybraných meteorologických stanic, v kombinaci s teplotou vycházející z meteorologických stanic, ale interpolované pro celou pilotní oblast. Výsledky práce poukazují na významnost lokálních charakteristik – při validaci modelu na nezávislých datech ze stanice Luční bouda, se model jeví jako relativně vhodný, zatímco pro stanici Pec p. Sněžkou vykazuje mnohem výraznější odchylky simulované teploty od měřené. Důležitá je také aktuální meteorologická situace – inverzní podmínky ještě více umocňují specifické lokální podmínky, ale lze říci, že model vykazuje nejlepší výsledky pro dny, kdy nebyly zaznamenány výrazné extrémní počasí, a kdy bylo o něco více oblačnosti v horských oblastech než v podhůří. Z výsledků modelů vychází i další analýza faktorů, na nichž závisí teplota vzduchu, především slunečního záření.

Teplota vzduchu je velmi proměnlivá veličina v rámci času i prostoru. Pro specifické oblasti, jakou je i horské prostředí vybrané zájmové oblasti, platí, že při modelování teploty je třeba brát v úvahu lokální podmínky. Pro zpřesnění výsledků je dále potřeba zaměřit se na další faktory ovlivňující teplotu vzduchu, ale také na vstupní data. Meteorologická data jsou v současnosti sice velmi přesná, stále ale přetrvávají problémy související s řídkou sítí měřících stanic, která je především v horském terénu způsobena jejich náročnou údržbou a obsluhou.

Klíčová slova: teplota vzduchu, modelování, interpolace, horská oblast, sluneční záření

Abstract

Air temperature is driving factor of many processes on Earth. Part of this these is summary of what air temperature is and which factors are affecting air temperature. Another part is about methods how to gain meteorological data. The aim of experimental part is to create a model of air temperature for chosen area and also to analyze factors affecting air temperature. So the main aim of this thesis is to develop simple model based on easily available data and designed for the pilot area with specific local topography.

Meteorological data are usually obtained by point measurements or satellite scanning. But interpolation techniques are often used as well. Experimental part include analyze of input meteorological data. Model itself is based on interpolation and differences in altitude. Best results gives a model based on environmental lapse rate (calculated from measurements from meteorological stations) in combination with temperature interpolated for pilot area and based on data from meteorological stations. Results draw attention to local conditions. When the model is validated by independent data form station Lučnábouda, it seems like a good model. But for station Pec p. Sněžkou deviations between simulated and measured temperature are bigger. Also meteorological conditions are very important – model gives best results when there is no weather extreme but during inversion deviations connected with local characteristics are more significant. Results are the base for next analysis of factors affecting air temperature, especially solar radiation.

Air temperature has huge spatial and temporal variability. For specific areas (like chosen pilot mountain area) is important to consider local conditions. If we want to improve model and get more accurate results we should focus on input data in first steps. Meteorological data are becoming more and more accurate but still there are problems connected with sparse distribution of meteorological stations. Especially in mountain areas the maintenance of meteorological stations is very difficult.

Key words: air temperature, modeling, interpolation, mountains, solar radiation

Obsah

Úvod	9
Cíle práce.....	10
1. Literární rešerše	11
1.1 Teplota vzduchu	11
1.1.1 Měření teploty	11
1.2 Faktory ovlivňující teplotu	13
1.2.1 Sluneční záření	16
1.2.2 Albedo	22
1.2.3 Radiační bilance zemského povrchu	23
1.2.4 Místní cirkulační systémy	26
1.2.5 Mrazové kotliny.....	27
1.2.6 Meteorologické podmínky	28
1.3 Interpolační techniky	31
1.3.1 Mechanické metody.....	32
1.3.2 Geostatistické metody	38
1.3.3 Interpolace teploty v ČR.....	42
1.3.4 Interpolace teploty v horských oblastech	42
2. Experimentální část - modelování teploty vzduchu v Krkonoších	44
2.1 Charakteristika zájmového území - Krkonoše.....	44
2.1.1 Přírodní podmínky.....	44
2.2 Metodika	48
2.2.1 Data	50
2.3 Výsledky	51
2.4 Diskuze	60
2.5 Závěr.....	64
Přehled literatury a použitých zdrojů:.....	65
Seznam a zdroje obrázků	69
Seznam příloh.....	70
Přílohy	71

Úvod

Teplota vzduchu je jednou z důležitých fyzikálních veličin ovlivňujících řadu biologických a hydrologických procesů. Jedná se o vstupní faktor veškerých odvětví od přírodních věd až po technické obory. Přesné měření i simulace teploty vzduchu je tak základem pro pochopení souvislostí a další možný rozvoj. Samotná teplota vzduchu závisí na mnoha faktorech - regionálních i lokálních, jako je terén, nadmořská výška, sluneční záření, albedo zemského povrchu a meteorologické podmínky dané lokality. Přesnost měřených hodnot závisí také na měřících přístrojích, jejich kvalitě a kvalitě jejich obsluhy.

Měření teploty je zejména v horských oblastech ztěžováno terénem zhoršujícím dostupnost a obsluhu měřících stanic. To navíc způsobuje i řídkou síť těchto měřících a pozorovacích míst, jejichž výstupní data tak nemohou být dostatečně a obvykle ani časově reprezentativní pro větší oblasti. Část práce je proto věnována interpolačním technikám, které se mnohdy využívají k odhadování nebo předpovědi teploty vzduchu v místech a časech, kde neexistují pozorovací místa (Bolstad et al 1198; Dodson et Marks 1997; Chai et al. 2011; Chung et Jun 2004 nebo Stahl et al. 2006). Zpřesňování a také snadnější dostupnost meteorologických dat by proto měly být považovány za jeden z prvořadých cílů.

V horských oblastech, kde je velmi heterogenní terén specifické podmínky, je nezbytné vytvářet modely pro konkrétní oblasti a při interpolaci teploty uvažovat lokální topografii a další lokální charakteristiky (Dobrowski et al. 2009, Chung et Jun 2004, Lookingbill et Urban 2003 nebo Tang et Fang 2006). Praktická část práce se proto zaměřuje na Krkonoše, nejvyšší pohoří v ČR s členitým terénem a specifickými podmínkami. Cílem práce je vytvořit model prostorového rozložení teploty vzduchu, který bude zohledňovat lokální topografii, a také upozornit na další faktory ovlivňující teplotu vzduchu společně s nadmořskou výškou.

Cíle práce

Hlavní cílem této práce je stanovit prostorové rozložení teploty pomocí modelu zohledňujícího lokální podmínky a topografii pilotního území v Krkonoších.

Dílčí cíle:

- shrnutí poznatků o teplotě vzduchu a faktorech, které ji ovlivňují;
- shrnutí metod používaných k získávání meteorologických dat;
- vytvoření a porovnání různých modelů teploty vzduchu;
- verifikace modelů pro pilotní oblast

Součástí práce je také analýza sekundárních faktorů ovlivňujících teplotu vzduchu a možnost jejich využití při vylepšování modelu. Očekávaným přínosem je porovnání různých přístupů a metod modelování teploty vzduchu.

1. Literární rešerše

1.1 *Teplota vzduchu*

Teplota vzduchu je základní meteorologická veličina vyjadřující tepelný stav ovzduší - schopnost vzduchu přijímat nebo vydávat teplo (ČmeS 2015). Teplota vyjadřuje množství kinetické energie pohybujících se molekul, představuje stav termodynamické rovnováhy tělesa s okolím (Klabzuba et Kožnarová 2009c). Liang et al (2013) popisuje teplotu vzduchu jako fyzikální proměnnou, která vyjadřuje horkost nebo chladnost vzduchu.

Teplota vzduchu ovlivňuje celý ekosystém, v něm probíhající procesy a je tak důležitou proměnnou klimatu. Každé měření teploty odráží klimatické faktory včetně horizontální i vertikální polohy místa, vzdálenosti od vodních zdrojů, teplotní inverze a mnoha dalších aktuálních podmínek (Chung et Jun 2004). I malé rozdíly teploty mají obrovský dopad na vodní bilanci a tím i na zásadní procesy v hydrologických a ekologických systémech (Dobrowskiet al. 2009).

Vzdušná teplota se často využívá jako vstupní datová sada při modelování přírodních procesů a je důležitým faktorem pro pochopení cyklů energie na Zemi nebo vodní bilance. Teplota vzduchu je nedílnou součástí numerického modelování počasí a podnebí (Liang et al. 2013).

1.1.1 **Měření teploty**

Teplota vzduchu se měří teploměrem s vysokou přesností, který je umístěn v meteorologické budce ve výšce 2 m nad zemí. Teploměr musí být v suchu a ve stínu, kde je chráněn před přímým slunečním zářením. Teploměr musí být v dobrém kontaktu se vzduchem a je umístěn na přirozeném přírodním pokryvu, který dostatečně reprezentuje danou oblast. V rámci ČR je teplota uváděna ve °C (ČmeS 2015, Klabzuba et Kožnarová 2009c).



Obr. 1 - Meteorologická budka (URL 1)

Z meteorologických měření může být dostupná řada specifických hodnot - minimální a maximální teploty vzduchu, přízemní minimální teploty, průměrné denní teploty a v některých případech i teploty v hodinovém kroku.

Podle meteorologického slovníku (ČMeS 2015) je maximální teplota vzduchu nejvyšší hodnotou teploty vzduchu vztahenou vždy k určité časové jednotce (den, rok apod.). Na většině meteorologických stanic v ČR se maximální teplota měří automatickým elektrickým teploměrem ve 2 m nad zemským povrchem. Dříve (na některých stanicích dodnes) se k měření maximální teploty využíval maximální teploměr, obvykle skleněný rtuťový. Tento teploměr byl založený na principu zúženého průřezu kapiláry nad zásobní nádobkou. Díky malé velikosti průřezu jíím rtuť proniká pouze při zvyšování teploty a při poklesu dojde k přerušení rtuťového sloupce.

Minimální teplota je naopak nejnižší naměřená hodnota teploty vzduchu a také musí být vztahena k určitému časovému období. V současnosti minimální teplotu udává automatický elektrický teploměr, ale v některých případech se i dnes měří minimálním lihovým teploměrem. Lihový teploměr má v kapiláře uvnitř sloupce lihu vloženou malou skleněnou trubičku. Díky povrchovému napětí lihu je trubička při poklesu teploty stahována k zásobní nádobce. Pokud dojde k nárůstu teploty, líh skleněnou trubičku pouze obtéká a nemění její polohu (ČMeS 2015).

Minimální přízemní teplota je v meteorologickém slovníku (ČMeS 2015) definována jako nejnižší hodnota teploty vzduchu ve výšce 5 cm nad zemským povrchem nebo nad povrchem sněhové pokrývky, opět vždy vztahená k určitému časovému období. Na některých stanicích se stále měří minimálním teploměrem, jinde se využívá automatického elektrického teploměru.

Termíny, ve kterých se teplota měří, jsou určeny na základě potřeb meteorologie a klimatologie. Pro správnou předpověď počasí je nezbytné měřit teplotu vždy ve stejný čas a co nejčastěji. Měření se proto provádějí podle jednotného času UTC po celém světě každé 3 hodiny, příp. každou hodinu. Data s ještě větší frekvencí poskytují satelity a radiolokační metody (každých 15, resp. 10 minut). V rámci podnebí je významným faktorem naopak poloha Slunce, která ovlivňuje denní a roční chod meteorologických veličin. Klimatologická měření jsou založena na slunečním čase (pravém i středním místním) a probíhají tak vždy při stejné poloze Slunce vůči Zemi. Měření se provádějí v určených termínech, tj. v 7, 14 a 21 hodin (Klabzuba et Kožnarová 2009a). Tyto hodiny jsou tzv. Mannheimské, které se využívaly zejména v minulosti ale i dnes patří mezi základní pozorovací časy (ČHMÚ 2015).

Z měřených teplot se obvykle odvozují další meteorologické a klimatologické charakteristiky. Jednou z nejčastějších je průměrná teplota vzduchu, která se může

vztahovat ke dni, měsíci, roku nebo jiné časové periodě. Existuje řada způsobů, jak průměrnou teplotu vypočítat (Klabzuba et Kožnarová 2009c).

Jedním z nejjednodušších, ale i nejméně přesných byl výpočet průměrné teploty jako aritmetického průměru T_{\min} a T_{\max} . T_{\max} a T_{\min} se navíc měřily v termínech, u nichž se pouze předpokládalo, že nastane teplotní extrém. Jiný typ výpočtu vychází ze zavedení tzv. Mannheimských hodin. Průměrná denní teplota vzduchu se potom vypočítá pomocí vzorce $T_d = (T_7 + T_{14} + 2 \cdot T_{21}) / 4$, kde T_7 , T_{14} a T_{21} jsou termínová měření na staničním teploměru ve stanovených pravidelných (klimatologických nebo synoptických) termínech ve středním místním čase. Později se výpočty průměrných teplot přenesly díky častějším měřením (ČMeS 2015; Klabzuba et Kožnarová 2009c). Prává průměrná denní teplota se podle meteorologického slovníku (ČMeS 2015) stanoví jako průměr z 24 hodnot. Tuto metodu lze využít i dnes, kdy jsou dostupná potřebná hodinová data.

1.2 Faktory ovlivňující teplotu

Faktory ovlivňující teplotu lze rozlišit na regionální a lokální. Některé studie zdůrazňují vliv regionální fyziografie na klima ve větším měřítku, např. Daly et al. (2008). Jiné studie se věnují naopak vlivu lokální fyziografie na rozložení teploty, Chung et Jun (2004) a Lookingbill et Urban (2003). Důležité je nezapomínat na provázanost regionálních a lokálních vlivů, protože regionální cirkulace se samozřejmě promítá do lokálních charakteristik (Dobrowski et al. 2009).

Není jednoduché najít kompromis mezi regionálním a lokálním přístupem. Jen málo studií se zabývá rozložením vlivu lokálních a regionálních faktorů na časové a prostorové rozložení teploty, a jak se jejich síla vlivu mění během času. Výsledky studie Dobrowski et al. (2009) ukazují, že v tomto případě byly hlavním faktorem ovlivňujícím teplotu podmínky na regionální úrovni (70-80 %). Zbylou variabilitu teploty vysvětlovaly fyziografické podmínky na lokální úrovni (20-30%). Vzhledem k rozsahu teploty během roku (60°C) vlivem ročních období a počasí nelze vliv lokálních podmínek zanedbat. Podle Dobrowski et al. (2009) jsou fyziografické faktory ovlivňovány regionálními podmínkami a vliv jednotlivých faktorů se navíc značně mění během roku. I základní techniky analýzy terénu tak mohou pomoci přepřehledovat odhady teploty, zejména v komplexním terénu.

Dobrowski et al. (2009) také upozorňuje na rozdílná měřítka v rámci modelování klimatu podle zaměření dané studie. Změna globálního klimatu má naprosto odlišné měřítka oproti výzkumu organismů vyskytujících se např. v horském prostředí. Tyto rozdíly nabývají na významu s výskytem terénních objektů a překážek, kdy se teplota volného

vzduchu může značně lišit od přízemní teploty. Důležitým bodem je určení měřítka, kdy se projevuje vliv fyziografie na regionální teplotu vzduchu. Stejně tak je důležité určit měřítko, kdy se projevuje vliv fyziografie na lokální úrovni.

Lokální faktory

Lokální faktory jsou faktory určující topoklima a ovlivňují tak teplotu na lokální úrovni, tj. v rámci menších oblastí. Lokální faktory vycházejí z topografie daného místa, patří mezi něnadmořská výška, resp. vertikální teplotní gradient, sklon svahu a jeho orientace, proudění větrů, intenzita dopadajícího slunečního záření a také další faktory ovlivňující meteorologické veličiny jako teplota vzduchu, srážky, vítr, evapotranspirace, akumulace i tání sněhu (Barry 1992; Dobrowski et al. 2009; Chung et Jun 2003). S lokálními faktory souvisí také aktuální meteorologické podmínky – tlak, stabilita atmosféry nebo výskyt teplotní inverze. Lookingbill et Urban (2003), Chung et Jun (2003), Bolstad et al. (1998) a Diaz et al. (2003) upozorňují na výrazný vliv topografie a lokálních faktorů v rámci malých nebo horských oblastí s komplexním terénem.

- **Vertikální teplotní gradient**

Vertikální teplotní gradient je uvažován jako záporná změna teploty ve vertikálním směru vztažená na jednotku vzdálenosti, platí pro klidný vzduch. Matematicky lze tuto změnu teploty vyjádřit vztahem $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$ (T = teplota, z = svislá souřadnice) (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003). Vertikální teplotní gradient platí pro troposféru, část zemské atmosféry ležící nejnižší nadzemským povrchem. Troposféra sahá v zeměpisných šířkách ČR do výšky cca 11 km a je charakteristická poklesem teploty se stoupající nadmořskou výškou (Bednář 2003).

S vertikálním pohybem vzduchové částice je spojena změna teploty vyvolaná rozpínáním nebo stlačováním vzduchu, částice si také může vyměňovat teplo s okolím (Bednář et Zikmunda 1985), často dochází k oteplování vzduchu vlivem radiačního záření, horizontálnímu promíchávání vzduchových mas (advekce) nebo evaporaci a kondenzaci (Barry et Chorley 1998). Pokud vzduchová hmota stoupá při překonávání orografické bariéry (např. pohoří), dochází také k jejímu rozpínání a ochlazování. Jestliže nedochází k výměně tepla mezi uvažovanou vzduchovou hmotou a okolním prostředím, pak je ochlazování nazýváno adiabatickým (Dodson et Marks 1997).

Teplotní gradient není vždy adiabatický, ale vzhledem k tomu, že vzduchová částice si obvykle nestačí při svém pohybu vyměnit významnější množství tepla s okolím, lze děj pro numerické výpočty považovat za adiabatický. Matematicky lze proces vyjádřit rovnicí

$dq_T = c_p \cdot dT - \alpha dp = 0$ (q_T = teplo dodané jednotce hmotnosti plynu, c_p = měrné teplo vzduchu, T = teplota, α = měrný objem, p = tlak). Derivováním této rovnice podle z (kdy $dq = 0$), s uvažováním rovnice hydrostatické rovnováhy, dostaneme vztah $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{g}{c_p}$ (g = tíhové zrychlení, c_p = měrné teplo vzduchu), vyjadřující zápornou změnu teploty částice vzduchu při jejím vertikálním pohybu za adiabatických podmínek. Při dosazení hodnot g a c_p (za konstantního tlaku) je výsledkem hodnota vertikálního teplotního gradientu pro suchý vzduch, tzv. sucho-adiabatický gradient. Výskyt nenasycené vodní páry ve vzduchu hodnoty gradientu příliš neovlivňuje a změny teploty za vlhko-adiabatických podmínek v nenasyceném vzduchu lze nahradit hodnotami sucho-adiabatickými (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003). Bednář (2003) uvádí pro sucho-adiabatický gradient hodnotu $\gamma_s = 0,0098 \text{ K/m}$.

Ve vzduchu nasyceném vodní párou je situace odlišná. V tomto případě je nutné zohlednit i latentní teplo, uvolňující se kondenzací vodní páry a zpomalující zápornou změnu teploty u stoupající částice. Nasyceně adiabatický gradient lze vyjádřit vztahem $\gamma_s = -\frac{dT}{dz}$ (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003), podle Bednáře (2003) $\gamma_s = 0,0065 \text{ K/m}$. Hodnoty nasyceně adiabatického gradientu se hodnotám sucho-adiabatického přibližují pouze při nízkých teplotách vzduchu. V ostatních případech se hodnoty obou gradientů podstatně liší. Jako orientační se používá hodnota, která souvisí s hodnotami nejčastějších teplot (Bednář et Zikmunda 1985).

Vertikální teplotní gradient kolísá mezi -9.8°C/km (pro studený vzduch, sucho-adiabatický gradient) a -4.0°C pro teplý nasycený vzduch (vlhko-adiabatický gradient). Aktuální teplotní gradient v daném čase a místě je nazýván environmentální gradient. Obvykle je užíván jeho globální průměr -6.5°C/km (Barry et Chorley 1998).

Závislost teploty na jednotlivých faktorech se během času mění. Dobrowski et al. (2009) uvádí, že denní průměrná teplota vykazuje větší závislost na nadmořské výšce (teplotním gradientu) během jara. Vliv nadmořské výšky klesá během léta, podzimu a zimy. Tento jev je způsoben nárůsty a poklesy hodnot průměrného měsíčního teplotního gradientu během kalendářního roku, jehož hodnota se ve studii Dobrowski et al. (2009) pohybuje v rozmezí od 3.9°C/km v zimních měsících do 6.5°C/km během pozdního jara. Podobný trend teplotního gradientu platí i pro maximální teplotu s tím rozdílem, že gradient T_{\max} dosahuje nejvyšších hodnot během letních měsíců. Odchylny maximální teploty navíc vykazují závislost výhradně na nadmořské výšce ale žádné jiné fyziografické proměnné. Teplotní gradient minimální teploty byl také nejvyšší během jarních měsíců

(března a dubna) a naopak zanedbatelný v létě a na podzim. Minimální teplota ale naopak není v porovnání s maximální a průměrnou teplotou příliš závislá na nadmořské výšce (mimo období jara) z důvodu častějších inverzí.

Studie Tang et Fang (2006) na jižních a severních svazích hory Taibai (3750 m n.m., nejvyšší hory východní Číny) potvrzuje prostorovou a časovou variabilitu teplotního gradientu. Teplotní gradient byl vyšší během léta než v zimě a také na severních svazích než na jižních. Naopak diurnální rozsah teploty byl větší na jižních svazích než na severních, vlivem dopadajícího slunečního záření. Oproti diurnálnímu rozsahu teplot vykazoval roční rozsah teplot vyšší hodnoty na severních svazích než na jižních hory Taibai. Dobrowski et al. (2009) uvádí, že vertikální teplotní gradienty založené na nadmořské výšce se značně liší od standardního atmosférického teplotního gradientu $6.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Hodnoty se v jejich studii pohybují od $9.8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (hodnota blízká sucho-adiabatickému teplotnímu gradientu, pro letní maximální teploty) do $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (isotermický teplotní gradient, pro minimální teploty). Blandford et al. (2008) upozorňuje na obtížné využití environmentálního teplotního gradientu k odhadnutí teploty vzduchu, z důvodu jeho velké variability během roku i v rámci střídání dne a noci. Z dosavadních studií vyplývá, že nejenže se mění samotná hodnota gradientu, ale během roku se výrazně mění i úroveň vlivu gradientu na teploty vzduchu.

1.2.1 Sluneční záření

Sluneční záření je obecně považováno za globální faktor, ale stává se lokálním při kombinaci s topografií území. Sluneční záření je jediným primárním zdrojem energie všech dějů na zemském povrchu a v atmosféře (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003). Sluneční záření vzniká během jaderných procesů v jádru Slunce a je poté emitováno jako elektromagnetická energie a částice vysoce nabitých energií (Barry et Chorley 1998).

Sluneční záření lze rozlišit na záření přímé a difúzní (rozptýlené). Přímé sluneční záření dopadá přímo na dané místo ve formě svazku rovnoběžných paprsků. Difúzní záření vzniká rozptýlením přímého záření na plynných složkách vzduchu, vodních částicích, krystalcích ledu a také na aerosolových částicích (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003). Rozptyl slunečního záření nastává, když se dostává do interakce s plyny a aerosoly v atmosféře (Barry et Chorley 1998).

Základní charakteristikou slunečního záření je intenzita (I), uvažovaná jako množství energie slunečního záření dopadající na jednotku plochy kolmou k paprskům za jednotku času (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003). Množství přímého slunečního záření dopadající na jednotkovou plochu obecně orientovaného zemského povrchu za jednotku

času je označováno jako insolace (oslunění, I') a závisí mj. na úhlu dopadajících slunečních paprsků (Klabzuba et Kožnarová 2009b). Intenzitu lze vyjádřit vztahem $I = I_* \frac{R_{oz}^2}{R_z^2} P$ (I_* = solární konstanta = $\pm 1,37 \text{ kW/m}^2$, R_{oz} = střední vzdálenost Země od Slunce, R_z = okamžitá vzdálenost Země od Slunce, P = propustnost zemské atmosféry pro přímé sluneční záření) (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003). Poměr hodnot $\frac{R_{oz}^2}{R_z^2}$ vlivem kolísání vzdálenosti země od Slunce během roku dosahuje hodnot v rozmezí přibližně od 0,965 do 1,035. Vzhledem k tomu se intenzita přímého slunečního záření vstupujícího do atmosféry od solární konstanty může lišit maximálně o 3,5 % hodnoty I_* (Bednář 2003). Solární konstanta vyjadřuje množství sluneční energie dopadající na povrch kolmý k slunečním paprskům za předpokladu průměrné vzdálenosti Slunce-Země. Nejaktuálnější satelitní měření udávají hodnotu $I_* = 1,368 \text{ W/m}^2$ (Barry et Chorley 1998).

Sluneční záření rozptýlené na molekulách vzduchu se převážně skládá z krátkých vlnových délek. Tento fakt vychází ze vztahu vyjadřujícího účinnost molekulárního rozptylu $i \cong \frac{1}{\lambda^4}$ (i = účinnost rozptylu a λ = hodnota vlnové délky rozptylovaného záření) (Bednář 2003). Pro plynné molekuly menší než je vlnová délka záření platí Rayleighův rozptyl, probíhající ve všech směrech, odpovídající $\frac{1}{\lambda^4}$. Mieův rozptyl probíhá na molekulách vody a aerosolových částicích stejné velikosti, jako je vlnová délka záření, které je rozptýleno převážně do přímého směru. V oblacích, mezi nízkými vrstvami oblaků a na povrchu pokrytém sněhem dochází k několikanásobnému rozptylu záření. To způsobuje, že horizont a povrchové útvary se stávají nerozlišitelnými od okolí (Barry et Chorley 1998). Sluneční záření rozptýlené na částicích obsahuje celé spektrum vlnových délek, proto má toto světlo přirozenou bílou barvu (Bednář 2003).

Součet přímého slunečního záření dopadajícího na zemský povrch (I') a rozptýleného slunečního záření dopadajícího na jednotku plochy horizontálního zemského povrchu za jednotku času (J) udává globální sluneční záření (S), $S = I' + J$. Teplo získané absorbováním slunečního záření za jednotku času a vztažené na jednotku plochy zemského povrchu lze vyjádřit jako $S(1 - A)$ (A = albedo zemského povrchu) (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003).

Sluneční záření ovlivňuje zahřívání zemského povrchu a vzduchu a jejich teplotu. Výsledky studie Dobrowski et al. (2009) ukazují, že význam slunečního záření s ohledem na teplotu vzduchu stoupá během zimních měsíců, kdy je Slunce nízko nad obzorem. Naopak během léta je Slunce vysoko nad obzorem, obvykle je atmosféra promíchaná a rozdíl

v teplotách nejsou tak výrazné. Sluneční záření více ovlivňuje maximální teploty vzduchu oproti minimálním teplotám.

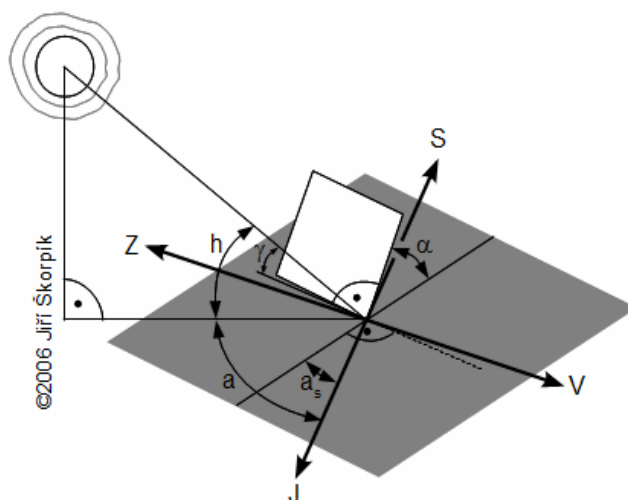
- **Faktory ovlivňující intenzitu dopadajícího slunečního záření**

Dopadající sluneční záření na zemský povrch je primárně dánomnožstvím slunečního záření vstupujícím do atmosféry, dále vzdáleností Země-Slunce, délkou dne, resp. dobou slunečního svitu, polohou Slunce nad obzorem, a důležitá je také interakce s atmosférou a zeměpisná poloha daného místa na Zemi (Barry et Chorley 1998). Atmosféra ovlivňuje množství dopadajícího záření výskytem oblačnosti a mlh, znečišťujícími částicemi (Klabzuba et Kožnarová 2009d) a AM faktorem (Reno et al. 2012). Intenzita dopadajícího slunečního záření závisí také na lokálních podmínkách jako je úhel sklonu povrchu a jeho směrová orientace (Klabzuba et Kožnarová 2009b).

Poloha Slunce nad obzorem (úhel mezi slunečními paprsky a tangentou zemského povrchu v místě pozorování) významně ovlivňuje množství dopadajícího slunečního záření na danou plochu. Poloha Slunce na obloze závisí na zeměpisné poloze místa a času (během dne i v rámci roku). Obecně platí, čím výš je Slunce nad obzorem, tím je větší intenzita záření a menší vzdálenost, kterou paprsky urazí skrz atmosféru. Zeměpisná poloha ovlivňuje intenzitu dopadajícího slunečního záření i tak, že s rostoucí zeměpisnou šířkou narůstá rozdíl mezi zářením dopadajícím na jižní a severní svahy (Barry et Chorley 1998).

Air mass koeficient (koeficient vzduchové vrstvy, AM) je faktor relativně vyjadřující tloušťku vrstvy vzduchu, která stojí v cestě slunečním paprskům směřujícím k zemskému povrchu v daném místě a času. Vyjadřuje vztah mezi vzdáleností, kterou paprsky skutečně urazí skrz atmosféru a nejkratší možnou vzdáleností, kdy je Slunce přímo v nadhlavníku. AM koeficient vyjadřuje snížení intenzity slunečního záření, ke kterému dochází při průchodu atmosférou. AM koeficient lze zjednodušeně vypočítat ze základního vztahu $AM = 1 / \cos \theta$ (θ = zenitový úhel, rovnice platí pro $\theta < 90^\circ$). Problémem je velikost úhlu větší než 90° , kdy je Slunce nízko nad obzorem, v tomto případě už nelze základní vztah pro výpočet AM koeficientu využít, při úhlu 90° je hodnota AM dokonce blízká nekonečnu. Pro úhly mezi 90° a 180° byly vyvinuty jiné, komplexnější a složitější metody výpočtu AM. Uvedený vztah je také určitým kompromisem a je vztažen ke konstantní hustotě atmosféry, zanedbávající zakřivení Země. Pokud je Slunce přímo v nadhlavníku, pak zenitový úhel je 0 a AM faktor je roven 1. Pokud by neexistovala atmosféra, AM faktor by byl roven 0. AM faktor je roven 2, když zenitový úhel odpovídá cca 60° a sluneční paprsky urazí přibližně 2x větší vzdálenost než při $AM = 1$ (Reno et al. 2012).

Trvání slunečního svitu udává dobu (obvykle počet hodin) za určitou časovou periodu (např. den), kdy přímé sluneční záření dopadalo až na zemský povrch. Tato veličina tedy nezahrnuje rozptýlené sluneční záření ani záření, které na povrch dopadá, když je Slunce nízko nad obzorem a intenzita záření je tak malá, že ji měřící zařízení není schopné zaznamenat. Trvání slunečního svitu lze vyjádřit také v % jako podíl astronomicky možného slunečního svitu. Pro přesnější měření je možné uvažovat efektivně možný sluneční svit daný aktuálními podmínkami meteorologické stanice (Klabzuba et Kožnarová 2009b).



Obr. 2- Geometrie dopadajícího slunečního záření na obecnou osluněnou plochu

Insolace, množství dopadajícího přímého slunečního záření, se značně liší mezi horizontálním a svažitým terénem díky rozdílnému úhlu dopadajících slunečních paprsků. V případě svažitého terénu je nutné zohlednit sklon (úhel svírající s vodorovnou plochou), směrové natočení svahu (orientace, pozice vůči světovým stranám, azimutový úhel) a také zastínění okolním terénem (Chung et Jun 2004). Barry et Chorley (1998) uvádějí, že zvláště zastínění okolním terénem je typické pro horská údolí, kde je výrazný rozdíl mezi množstvím dopadajícího slunečního záření na jižní (osluněné) a severní (zastíněné) svahy. Z geometrických poznatků vyplývají vztahy $I' = I \cdot \sin \alpha$ a $I' = I \cdot \cos \gamma$ (I' = insolace, β je sklon plochy, I = intenzita přímého slunečního záření na zemském povrchu, γ = úhel mezi solárními paprsky a normálou skloněného povrchu, zenitový úhel, a = azimut slunce; a_s = azimut osluněné plochy a h je výška Slunce nad obzorem (Barry et Chorley 1998, doplněno a upraveno dle Škorpík 2015, obr. 2). Podle vzorce maximální intenzita nastává, když sluneční paprsky dopadají kolmo na osluněnou plochu. S rostoucím úhlem θ intenzita klesá, když je směr dopadajících slunečních paprsků rovnoběžný s osluněnou plochou, dopadá tedy na povrch už jen difúzní sluneční záření.

- **Metody získání hodnot slunečního záření**

Data vyjadřující hodnoty slunečního záření pro specifickou lokalitu se dají získat různými způsoby. Rozdělení se liší podle různých autorů, (Bojanowski et al. 2014) rozděluje zdroje dat na

- měření solární radiace přímo na měřící stanici;
- modely solární radiace využívající jiné, snadněji dostupná meteorologická pozorování (např. doba slunečního svitu, oblačnost, rozmezí teploty vzduchu);
- numerické modely pro předpovídání počasí;
- použití satelitních snímků.

Dalším zdrojem může být software založený na bázi GIS. Každý zdroj dat se liší tím, jak přesné a konzistentní série dat lze získat a kdy jsou dostupná aktuální data (Bojanowski et al. 2014).



Obr. 3 - Pyranometr (URL 3)

Nejpřesnější zdroj hodnot slunečního záření jsou pravidelná měření, ta se také často využívají k validaci modelů. Globální sluneční záření, zahrnující přímé i nepřímé (difúzní) záření, se měří přístrojem zvaným pyranometr (radiometr se skleněnou kopulí, která má hemisférický obraz celé oblohy). Nevýhodou tohoto zařízení je časté kalibrování, nutné pro získání přesných výsledků.

Kvůli tomu je složité měřit sluneční záření v husté síti stanic a navíc s konzistentní přesností (Bojanowski et al. 2014). Trvání slunečního svitu se na stanicích měří pomocí slunoměrů – heliografů. Tyto přístroje jsou založeny na tepelném účinku slunečního záření. Spodní hranice intenzity záření, kterou přístroj zaznamená je 120 W/m². Sluneční paprsky jsou koncentrovány pomocí skleněné koule, dopadají do ohniska koule, kde je umístěn registrační pásek. Paprsky pak vypalují do registračního pásku stopu. V současnosti se stále více využívají elektronické slunoměry, založené na principu stínění fotoelektrických diod nebo termoelektrických článků (ČMeS 2015).



Obr. 4 - Heliograf (URL 4)

Pokud nejsou k dispozici přímá měření, solární záření lze predikovat pomocí modelů využívajících jiná meteorologická pozorování. Přesnost modelů závisí na použitých

meteorologických proměnných, vysvětlujících variabilitu slunečního záření. Významným faktorem ovlivňujícím sluneční záření je délka slunečního svitu během dne (tj. přímé sluneční záření). Sluneční záření může být modelováno za použití obvyklých meteorologických pozorování. Problémem je ovšem většinou příliš řídká síť stanic na to, aby výsledky interpolace měly potřebnou přesnost a spolehlivost. Měření slunečního záření nebo jeho odhady z jednotlivých stanic tak nemusí být použitelná pro interpolaci (Bojanowski et al. 2014).

Další metodou nahrazující přímé pozorování je re-analýza a retrospektivní modelování. Tyto metody využívají veškerá dostupná pozorování, meteorologická a satelitní měření. Tato data jsou použita při numerické předpovědi počasí (numericalweatherprediction, NWP), výsledkem jsou hodnoty klimatických parametrů pro každou buňku a časový krok, které jsou konzistentní v čase. Modely NWP jsou průběžně aktualizovány a současně je vybraný model NWP s fixními parametry využíván k re-analýze, což umožňuje modely dále vylepšovat (Bojanowski et al. 2014).

Satelitní snímkování je nejpraktičtější a nejspolehlivější metodou pro určení hodnot slunečního ozáření. Oproti pozorování ze zemského povrchu je satelitní snímkování globální metodou a zahrnuje souvislá data pro rozlehlé regiony po celém zemském povrchu (Liang et al. 2010). Satelitní měření je založené na skenování zemského povrchu pomocí geostacionárních satelitů, které využívají optické vlastnosti elektromagnetického spektra. Měření zahrnuje elektromagnetické záření odrážené zemským povrchem a atmosférou (oblaky apod.) Satelity poskytují přesné informace ve vysokém časovém i prostorovém rozlišení o poloze oblak a jejich vlastnostech. Informace poskytnuté satelity jsou poté využity pro výpočet odhadu solárního záření dopadajícího na zemský povrch. Nedostatkem aktuálních satelitních snímků je nemožnost využívat je k předpovědi - data ze satelitních měření jsou dostupná nejdříve několik hodin, obvykle spíše několik dní po daném satelitním snímkování (Bojanowski et al. 2014).

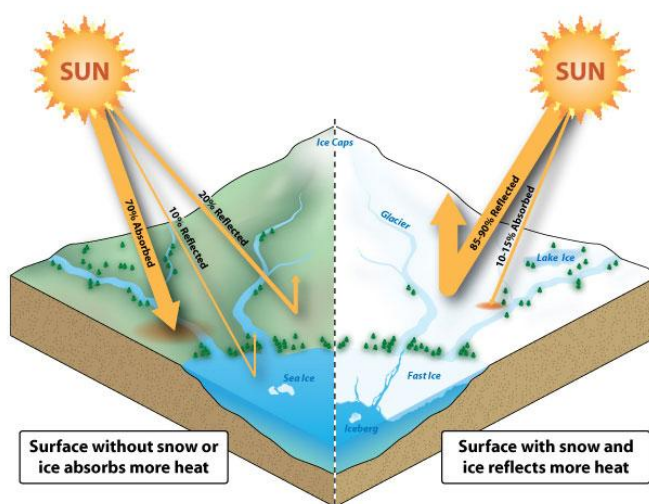
Satelitní snímky vztahující se nejen k slunečnímu záření a teplotě vzduchu jsou součástí projektu MODIS (ModerateResolutionImagingSpectroradiometer) pod záštitou NASA. Zařízení MODIS je součástí satelitů Terra (EOS AM-1) a Aqua (EOS PM-1). Satelit Terra se pohybuje ve směru ze severu na jih a přes rovník přechází v ranních hodinách. Satelit Aqua naproti tomu přelétává přes rovník odpoledne a to z jižní polokoule na severní. Zařízení MODIS na obou satelitech snímkuje celý zemský povrch v různých vlnových délkách (NASA 2015). Satelity měří krátkovlnné i dlouhovlnné záření emitované do atmosféry. Tyto hodnoty se následně dají použít ve výpočtech radiační bilance Země. NASA má také další

zařízení, která monitorují jiné klimatické faktory související s radiční bilancí zemského povrchu – oblačnost, aerosolové částice nebo odrazivost povrchu (NASA 2014). MODIS poskytuje informace pro lepší pochopení procesů probíhajících v atmosféře, na zemském povrchu i v oceánech. Satelitní snímky lze díky vysoké přesnosti využít k validaci a vylepšování modelů simulujících přírodní procesy (NASA 2015). Dalším zdrojem satelitních snímků je European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT). Pro usnadnění přístupu k datům vyvinul EUMETSAT služby Satellite Application Facilities (SAF), které poskytují data ze satelitů. Hodnoty slunečního záření dopadajícího na zemský povrch jsou součástí těchto služeb, dostupných přes www.cmsaf.eu (CMSAF 2015).

1.2.2 Albedo

Albedo je bezrozměrná veličina vyjadřující schopnost povrchu odrážet sluneční záření, je vyjádřeno poměrem slunečního záření odráženého a dopadajícího (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003; NSIDC 2015). Hodnoty albeda se pohybují mezi 0 a 1. Albedo lze také popsat jako „světlost“ daného povrchu. Hodnota 0 znamená, že povrch je tmavý a neodráží žádné záření, 1 naopak znamená světlý povrch, který veškeré dopadající záření odráží zpět. Albedo se vztahuje zejména k viditelné části spektra slunečního záření. Přesto odrážená nebo absorbována je i část infračerveného záření (NSIDC 2015).

Albedo přirozeného povrchu půdy a vegetačního pokryvu se pohybuje mezi 0,05 až 0,30 (odrážejí 5-30 % množství dopadajícího slunečního záření) (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003). Barry et Chorley (1998) uvádí hodnoty od 0,08 do 0,40. Lesní porosty mají hodnotu albeda 9 až 18, travní porosty okolo 25, městské zástavby 14 až 18 a písčité pouště 30 %.



Obr. 5- Albedo (URL 5)

Albedo vodních ploch je přímo úměrně závislé na výšce zdroje záření nad obzorem (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003). Oceán má průměrně albedo jen 0,06 (94 % sluneční energie absorbuje) (NSIDC 2015). Při zenitovém úhlu větším než 60° odráží klidná vodní hladina jen 2 až 3 % slunečního záření, ale při velikosti úhlu pouze 15 % je

hodnota albeda větší než 50 (Barry et Chorley 1998). Pro led v oceánu se hodnota albeda pohybuje mezi 0,5 a 0,7 (NSIDC 2015).

Největší albedo, až 0,9 (odráží až 90 % záření), má čerstvá sněhová pokrývka (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003; NSIDC 2015; Barry et Chorley 1998). Pokud jde ale o sníh na zarostlém povrchu, hlavně lesních porostech, ten odrazí jen mezi 30 a 50 % záření (Barry et Chorley 1998). Sníh také izoluje led, podporuje nízké teploty a prodlužuje tak trvání ledu. Tmavý povrch (např. asfaltová silnice) tedy absorbuje více sluneční energie a rychleji se ohřívá, v případě sněhové pokrývky nebo ledu způsobuje jejich tání. Mělké roztáté tůně mají albedo mezi 0,2 a 0,4. S prohlubováním těchto tůní a dalším táním se hodnota albedo snižuje až na 0,15. To znamená, že během procesu tání se zvyšuje množství absorbované energie a tím se zrychluje další tání ledu a sněhu (NSIDC 2015).

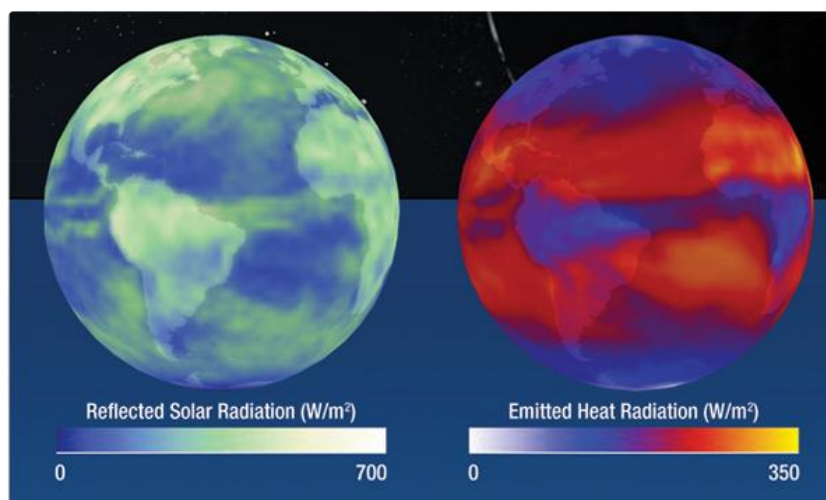
1.2.3 Radiační bilance zemského povrchu

Součástí radiační bilance zemského povrchu jsou záření vstupující do atmosféry, následně záření absorbované nebo odražené a také záření vyzařované zemským povrchem a atmosférou. Radiační bilance (obr. 7) vyjadřuje rovnováhu mezi zářením vstupujícím do atmosféry a zářením emitovaným. Jednotkou složek radiační bilance je W/m^2 (NASA 2014).

Při vstupu do atmosféry je množství slunečního záření konstantní. Záření vstupující do atmosféry je většinou krátkovlnné a viditelné, z 8 % tvořené ultrafialovým zářením a zářením o kratších vlnových délkách, 39 % záření má vlnové délky od 0,4 do 0,7 μm (viditelná část spektra) a 53 % má vlnové délky přibližující se infračervenému záření (více než 0,7 μm) (Barry et Chorley 1998). Zahrnuje přímé sluneční záření, rozptýlené sluneční záření a několikanásobně rozptýlené záření. Krátkovlnné záření je významným vstupem radiační a energetické bilance mezi zemským povrchem a atmosférou (Liang et al. 2013).

Část vstupujícího záření je odražena oblaky, část absorbována atmosférou a zbylá část prochází skrz atmosféru až na zemský povrch (NASA 2014). Atmosféra umožňuje procházet záření jen o určitých vlnových délkách. Některé vlnové délky jsou atmosférou pohlcovány, ale většina krátkovlnného záření (menší než 4 μm) prochází skrz ovzduší až na zemský povrch. Přibližně 18 % přicházející energie je zachyceno ozónem a vodní párou. Záření o vlnové délce menší než 0,295 μm málokdy pronikne níže než 20 km nad zemský povrch, naopak záření delší než 0,295 μm dopadá až na povrch Země (Barry et Chorley 1998). Větší vzduchové částice absorbují záření a tím se oteplují. Atmosféra také záření vyzařuje, a to převážně dlouhovlnné v infračervené části spektra (NASA 2014).

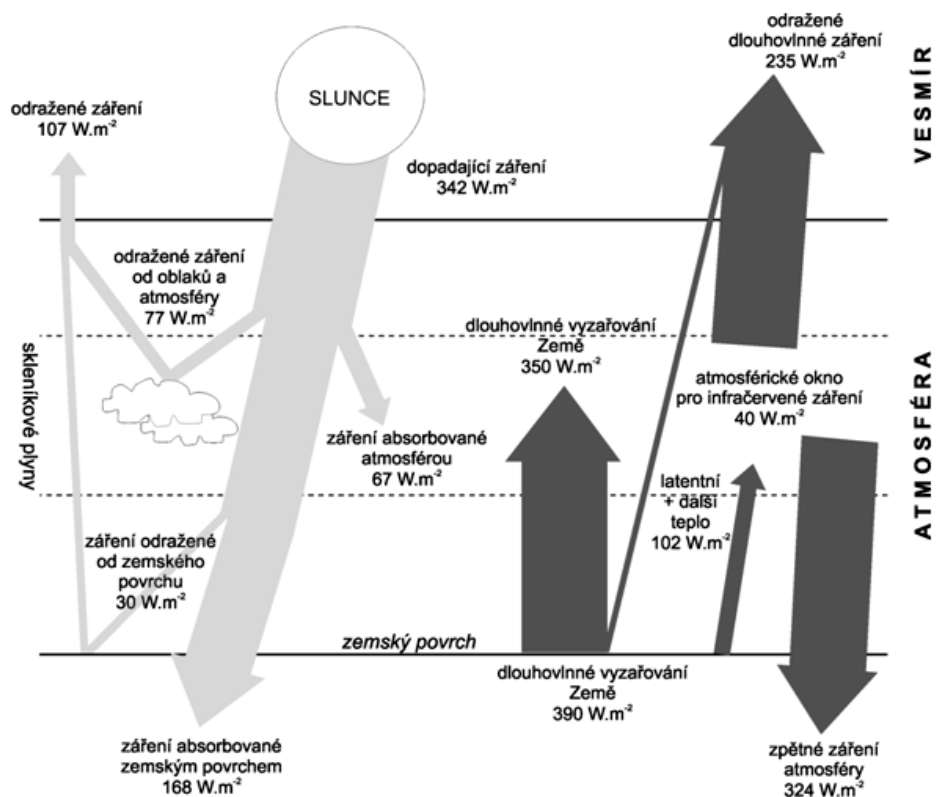
Záření dopadající na zemský povrch, je tvořeno převážně právě krátkovlnným zářením (0,15-5,00 μm) (Liang et al. 2013). Sluneční záření dopadající na zemský povrch je následně odráženo (obr. 6) nebo je absorbované zemským povrchem, který se díky tomu otepluje (NASA 2014). Pro množství dopadajícího slunečního záření je významným faktorem nadmořská výška. S tou souvisí kromě teplotního gradientu také vliv vzduchové vrstvy (AM faktor) nad daným místem, která je zákonitě menší ve větších nadmořských výškách. Tyto oblasti jsou díky tomu vystaveny intenzivnějšímu slunečnímu záření. Naopak do nižších nadmořských výšek (přibližně pod 2 až 3 km nad hladinou moře) pronikne méně slunečního záření vlivem většího výskytu vodní páry. V rámci středních zeměpisných šířek platí vztah, že na každých 1000 m nadmořské výšky se množství slunečního záření mění o 5 až 15 %. Na druhou stranu v nižších nadmořských výškách atmosféra absorbuje více záření emitovaného zemským povrchem, právě díky tlustší vrstvě vzduchu. Dalším významným faktorem jsou podnební charakteristiky – vyšší nadmořské výšky jsou spojené s větším výskytem oblačnosti. Všechny tyto vlivy jsou vzájemně propojeny, žádný nelze zanedbat a kvůli nedostatku podrobných dat tak ani nelze podat obecně platné výsledky pro nižší a vyšší nadmořské výšky (Barry et Chorley 1998).



Obr. 6 - Odrážené a absorbované sluneční záření (URL 6)

Zemský povrch absorbuje necelou polovinu celkového slunečního záření vstupujícího do atmosféry. Zpět jej stejně jako atmosféra vyzařuje (obr. 6) ve formě dlouhovlnného (infráčerveného) záření (větší než 3 μm). Toto dlouhovlnné záření je pohlcováno atmosférou, resp. vodní párou, oxidem uhličitým a ozónem, nebo proudí dále do vesmíru (záření mezi 8 a 13 μm) (Barry et Chorley 1998). Většina emitovaného záření ohřívá spodní vrstvy atmosféry, které také zpětně zahřívají povrch Země (NASA 2014).

Díky vyzařování dlouhovlnné (tepelné) radiace (obr. 6) se zemský povrch zbavuje tepla a částečně se ochlazuje (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003). V rámci výpočtu vyzařovaného tepla lze zemský povrch považovat za černé těleso (vyzařovací schopnost ϵ je rovna 1) a použít tak obecnou rovnici Stefanova a Boltzmannova zákona $G = \sigma T_g^4$ (G je množství vyzařené radiace za jednotku času jednotkou plochy povrchu černého tělesa o Teplotě T_g (°K) a σ je Stefanova a Boltzmannova konstanta). Dlouhovlnné záření vyzařuje také atmosféra směrem zpět k zemskému povrchu, tzv. zpětné záření atmosféry (E). Pro celkovou radiační bilanci je důležitou veličinou efektivní vyzařování E^* , to lze za předpokladu zemského povrchu jako černého tělesa ($\epsilon = 1$) vyjádřit vztahem $E^* = G - E$ (Bednář 2003).



Obr. 7- Radiační a energetická bilance Země (URL 7)

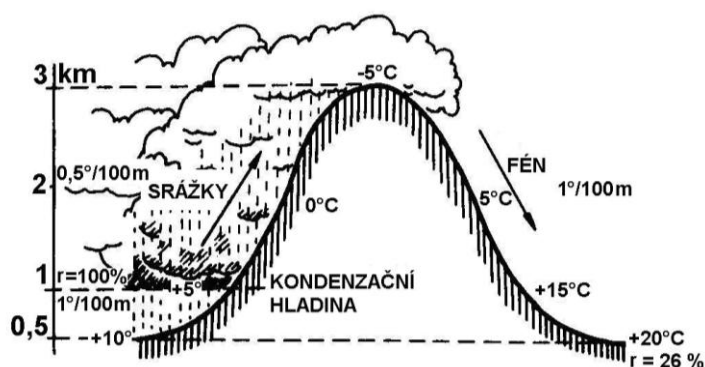
Celkovou radiační bilanci (obr. 7) zemského povrchu (R_B) vyjadřuje rovnice $R_B = S(1-A) - E^*$. Během dne je obvykle výsledná hodnota R_B kladná, v noci naopak záporná, kdy hodnota efektivního vyzařování E^* je větší než 0 a zemský povrch se ochlazuje. Radiační bilance závisí také na výšce Slunce nad obzorem. Přechod hodnot radiační bilance ze záporných na kladné i naopak nastává, když je Slunce cca 10-15° nad obzorem. Během zimních měsíců se tak může radiační bilance pohybovat v záporných hodnotách i po celý den, přestože na zemský povrch dopadá sluneční záření (Bednář 2003).

Globální solární záření lze odvodit ze solární konstanty a povrchu Země. Hodnota globálního záření se pohybuje okolo 342 W/m^2 . Z celkového množství jsou 3 % slunečního záření pohlcena stratosférou (zejména ozónem), 18 % je absorbováno troposférou (oxidem uhličitým, vodní párou, prachovými částicemi a vodními kapkami v oblacích, 20 % záření je odraženo oblaky zpět do vesmíru (oblaka pokrývají průměrně 62 % zemského povrchu), 8 % je odraženo zemským povrchem a 3 % se vrací do vesmíru díky rozptylu. Celkové odražené záření vyjadřuje globální albedo s hodnotou 0,31. Zbylé záření dopadá na zemský povrch buď jako přímé nebo rozptýlené záření. Většina záření zemského povrchu je zpětně absorbována atmosférou, nevyužito zůstává jen asi 18 % emitovaného infračerveného záření. Je nutné brát tyto hodnoty jako globální průměr. Samozřejmě jsou rozdíly mezi osvětlenou a neosvětlenou částí zemského povrchu během střídání dne a noci (Barry et Chorley 1998).

1.2.4 Místní cirkulační systémy

Místní cirkulační systémy vznikají působením lokální topografie, která ovlivňuje proudění vzduchu v atmosféře. Tento jev je výrazný zejména v horských oblastech. Během dne se vzduch otepluje, v konkávních útvarech se prohřívá slunečním zářením a způsobují tak konvekční vzestupné proudy. Vznikají tak i tzv. horské větry proudící vzhůru horskými dolinami. V noci naopak údolními proudí ochlazený vzduch z vyšších nadmořských výšek (Bednář et Zikmunda 1985; Bednář 2003).

V horských oblastech se často vyskytuje proudění zvané fén a bóra:



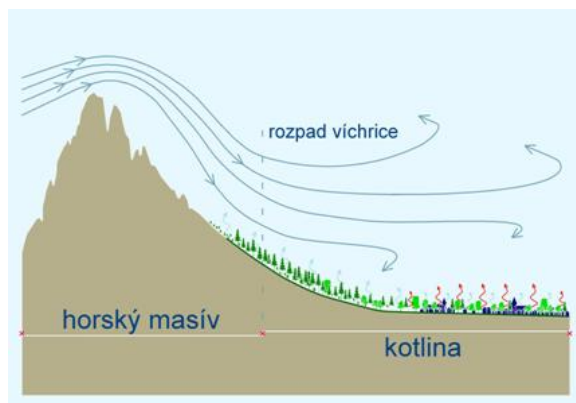
Obr. 8- Fén (URL 8)

Orografický fén vzniká na návětrné straně hor a postupuje na jejich závětrnou stranu, kde se projevuje jako padavý teplý a suchý vzduch. Na návětrné straně vzduch vystupuje, rozpíná se a adiabaticky ochlazuje.

Často se při výstupu nasatí vodní párou, dostane se nad kondenzační hladinu a vytváří se tak oblačnost, tzv. fénové oblaky. Nad kondenzační hladinou se projevuje nasycený adiabatický gradient a teplota klesá o $0,6^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ nadmořské výšky. Na návětrné straně hor jsou díky těmto podmínkám časté srážky a naopak vzduch se stlačováním sucho-adiabaticky otepluje, cca o $1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ nadmořské výšky. Vlivem sestupných proudů

na závětrné straně hor také dochází k ubývání oblačnosti. V rámci střední Evropy je fénové proudění charakteristické v Tatrách a Krkonoších (Bednář 2003).

Typicky horským prouděním je bóra. Vzniká, když horské pásmo brání postupu velmi studené vzduchové hmoty. Studený vzduch se postupně hromadí odspodu na návětrné straně hor. Pokud se studeného vzduchu nahromadí tolik, že vystoupá až na horský hřeben nebo do horského sedla, dojde k postupu studeného vzduchu na závětrnou stranu.



Obr. 9- Bóra (URL 9)

Tam se bóra projevuje jako proud studeného vzduchu způsobující výrazný a rychlý pokles teploty. Navíc je často doprovázena silným nárazovitým větrem a mohou vznikat i silné námrazy. V Česku se s bórou setkáváme v Orlických horách, ve střední Evropě také v Tatrách, když dochází k vpádu studeného vzduchu ze severu (Bednář 2003).

Přestože proudění vzduchu je významně ovlivňováno lokálními faktory, důležitá je i funkce globálních cirkulačních systémů. Globální faktory ovlivňují vývoj a intenzitu faktorů lokálních a také celkové meteorologické podmínky (Bednář 2003).

1.2.5 Mrazové kotliny

Obecně platí, že vlivem vertikálního teplotního gradientu jsou nechladnější místa v nejvyšších nadmořských výškách. Výjimkou jsou tzv. mrazové kotliny, místa, v rámci ČR v nich lze naměřit i nižší teplotu než na vrcholu Sněžky. Tento jev je typický pro noční hodiny a klidné počasí s jasnou oblohou. V mrazových kotlinách lze naměřit teplotu vzduchu (ve 2 m nad zemským povrchem) nižší než -5°C i během letních měsíců (srpen – Jizerka v Jizerských horách, Jezerní slat' na Šumavě). Efekt mrazových kotlin je způsoben intenzivním ochlazováním tenké přízemní vrstvy vzduchu (několik desítek cm). Tento studený vzduch postupně proudí na dno mrazové kotliny, kde vytváří i několik metrů tlustou vrstvu velmi studeného vzduchu. Mrazové kotliny jsou chráněny také proti větrnému proudění, což dále podporuje vytvoření přízemní vrstvy studeného vzduchu (INFOMET 2010).

1.2.6 Meteorologické podmínky

- **Teplotní inverze**

Při teplotní inverzi dochází ve vrstvě atmosféry k pozitivnímu teplotnímu gradientu, kdy teplota vzduchu stoupá s narůstající výškou. Teplotní inverze je stav atmosféry s nejstabilnějšími podmínkami a díky tomu je velmi omezeno vertikální proudění (Bednář 2003; Bednář et Zikmunda 1985).

Teplotní inverze lze rozlišovat jako přízemní a výškové. V případě přízemní je vrstva s danými vlastnostmi přímo u zemského povrchu, naopak při výškové inverzi je spodní hranice této vrstvy v určité výšce nad povrchem.



Obr.10- Teplotní inverze, pohled ze Sněžky (URL 10)

Oba typy inverze se také mohou vyskytovat současně. Příčiny

vzniku inverze jsou různé. Inverze mohou být radiačního, advekčního, frontálního, subsidenčního nebo turbulentního původu (Bednář 2003; Bednář et Zikmunda 1985).

Příčinou přízemní teplotní inverze je často radiace. Zemský povrch vyzařuje elektromagnetickou radiaci, spotřebovává teplo a ochlazuje se. Během dne je tato ztráta kompenzována slunečním zářením, ale v noci dochází k výraznému ochlazení zemského povrchu a ochlazuje se i vzduchová vrstva nad zemským povrchem. V zimním období, za snížené intenzity slunečního záření, mohou nastat tyto podmínky i během dne. Sněhový povrch je dalším důvodem vzniku přízemní teplotní inverze. Čistý, čerstvě napadaný sníh odráží často i více než 70% slunečního záření, zamezuje přívodu tepla a značně tak podporuje ochlazení přízemní vrstvy vzduchu. Reliéf prostředí hraje důležitou roli při vzniku teplotní inverze. Inverze jsou typické pro údolí, uzavřené kotliny nebo krajiny pod horskými svahy. Vznik inverze je tu podpořen rozložením vzduchových mas. Studený těžší vzduch klesá a nad ním se ustálí vrstva teplého lehkého vzduchu (Bednář 2003; Bednář et Zikmunda 1985).

Výškové teplotní inverze vznikají vlivem výskytu vodní páry nebo oblačnosti. Vrstva ovzduší, která obsahuje zvýšené množství vodní páry, se začne ochlazovat, protože vodní pára vyzařuje infračervenou radiaci a dochází tak k radiačnímu ochlazení této vzduchové

vrstvy. Stejný princip funguje i v případě oblačnosti, u které ale dochází ještě k intenzivnějšímu ochlazování než u vodní páry. Radiační teplotní inverze, jejich vznik a vývoj, jsou ovlivněny radiační bilancí zemského povrchu. Pokud nejsou tepelné ztráty způsobené vyzařováním zemského povrchu nebo složkami atmosféry (vodní pára a oblačnost) dostatečně kompenzovány slunečním zářením, nastávají ideální podmínky pro vznik inverzí. Teplotní inverze jsou díky tomu častější pro chladná období roku (Bednář 2003; Bednář et Zikmunda 1985).

Advekční inverze vznikají vlivem proudění teplejšího vzduchu nad vrstvu chladnější. V případě přízemních inverzí dochází k proudění relativně teplého vzduchu nad chladný zemský povrch, který jej ochlazuje. Specifickým typem je sněhová inverze vznikající při proudění teplejšího vzduchu nad chladnou sněhovou pokrývkou (Bednář 2003; Bednář et Zikmunda 1985). Výšková advekční inverze je typická pro střední Evropu při přechodu tlakové výše ve směru od západu na východ. ČR je v tomto případě zalita studeným vzduchem, nad nímž začne proudit teplejší vzduch z jihu. Vzhledem k reliéfu na území ČR – okrajová pohoří a česká kotlina - může mít takto vzniklá inverze dlouhodobější trvání (Bednář et Zikmunda 1985).

- **Tlak**

Vztah tlaku a teploty vychází z rovnice hydrostatické rovnováhy $dp = -\rho g dz$

Úpravou rovnice získáme vztah $p/\rho = RT$ (T je teplota vzduchu [°K] a R je měrná plynová konstanta vzduchu). Další úpravou dostane rovnice tvar $dp = -g/RT dz$.

Pokud uvažujeme horizontální vzduchovou vrstvu, pak integrací poslední rovnice získáme vztah: $\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T}$ resp. $\ln \frac{p_2}{p_1} = -\frac{g}{R} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T}$ (z_1 je spodní hranice uvažované vzduchové vrstvy, p_1 je tlak na této hranici a z_2 je horní hranice uvažované vrstvy, p_2 je atmosférický tlak na horní hranici vrstvy). Atmosférický tlak lze poté vyjádřit rovnicí $p_2 = p_1 \exp\left(-\frac{g}{R} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T}\right)$. Pro zjednodušení lze zavést průměrnou teplotu \bar{T} pro celou uvažovanou horizontální vrstvu vzduchu a rovnici upravit na $p_2 = p_1 \exp\left[-\frac{g}{RT} (z_2 - z_1)\right]$ resp. $z_2 - z_1 = R\bar{T}/g \ln p_1/p_2$. Rovnice uvažující průměrnou teplotu \bar{T} vyjadřují obecnou barometrickou formuli. Ta se obvykle využívá k přepočtu atmosférického tlaku měřeného v rozdílných nadmořských výškách na konvenčně stanovenou hladinu (mořská hladina apod.). Rovnice lze použít při známé teplotě a tlaku např. k určení nadmořské výšky různých bodů (Bednář 2003).

Z uvedených vztahů vyplývá, že atmosférický tlak klesá se stoupající nadmořskou výškou. Hodnota teplotního gradientu se ovšem liší podle aktuálních podmínek. Pro studený vzduch má teplotní gradient větší hodnotu než pro vzduch teplý, znamená to, že ve studeném vzduchu se teplota s narůstající výškou snižuje rychleji než v teplé vzduchové vrstvě. Vzhledem k použití zprůměrované teploty a měření tlaku pouze na dolní a horní hranici vrstvy je vhodné používat rovnice k přepočtu tlaku jen pro tenké vrstvy vzduchu (max. 1000-2000 m) (Bednář 2003).

- **Stabilitní podmínky**

Stabilitní podmínky v atmosféře ovlivňují nejen vertikální přenos tepla, ale i přenos hybnosti, vodní páry a různých příměsí. Čím je atmosféra stabilnější, tím je slabší promíchávání vzduchu ve vertikálním směru. Pokud zvolíme v atmosféře hladinu z_0 , kde uvažujeme měrnou hmotnost vzduchu ρ_0 a teplotu T_0 , z této hladiny vychýlíme vzduchovou částici ve vertikálním směru a ta má po vychýlení sklon vracet se zpět do původní hladiny, lze podmínky označit jako stabilní. Pokud vychýlená částice naopak pokračuje ve vertikálním pohybu a zvětšuje výchylku od hladiny z_0 bez vnějšího vlivu, pak je atmosféra nestabilní. Zvláštním stavem je indiference, kdy vychýlená částice nemá tendenci pokračovat ve vertikálním pohybu, ani se vracet do původní hladiny z_0 . Stabilní podmínky omezují vertikální promíchávání vzduchu a tím i přenos tepla a vodní páry (Bednář 2003; Bednář et Zikmunda 1985).

Stabilitní podmínky souvisejí i s teplotním gradientem a jeho změnami. Při nestabilních podmínkách má vertikální teplotní gradient vyšší hodnoty než sucho-adiabatický, resp. nasyceně adiabatický teplotní gradient. Za stabilních podmínek naopak teplota klesá pomaleji než při adiabatickém teplotním gradientu nebo se dokonce nemění (izotermie), příp. může dojít i ke stavu, kdy teplota s výškou stoupá (teplotní inverze). Pokud pokles teploty s výškou odpovídá adiabatickému gradientu, jedná se o podmínky indiferentní (Bednář 2003).

1.3 Interpolační techniky

Interpolační techniky umožňují odhady hodnot i na místech, pro která neexistují měřená data. Odhady vychází z okolních bodů, na kterých jsou dostupné měřené údaje. Interpolační techniky mají široké spektrum využití pro různé typy prostorově závislých dat – nadmořské výšky, teploty, srážek, kontaminace apod. (ESRI 2015).

Meteorologická data vycházejí obvykle z pozorování na určitých bodech. Síť pozorovacích stanic je často řídká a nepravidelná. Pro získání celistvých dat o teplotě pro celé území se proto využívá interpolačních technik (Liang et al. 2013). Nejzákladnějším východiskem všech interpolačních metod je Toblerův 1. zákon geografie. Principem tohoto zákona je fakt, že všechno je nějakým způsobem propojeno se vším ostatním, ale věci, které jsou si prostorově bližší, mají i podobnější hodnoty (Jochen 2007).

Jochen 2007 rozděluje interpolační metody do různých kategorií, např. na

- stochastické metody, které jsou využívány v případě, kdy je k dispozici dostatek dat, ale nejsou známy mechanismy, které ovlivňují jejich rozložení;
- deterministické metody, které jsou využívány, když jsou vstupní data řídká, rozptýlená, ale jsou dobře známy faktory ovlivňující jejich rozložení a variabilitu (např. díky dlouhodobému pozorování);

podle počtu použitých vstupních dat na metody

- lokální;
- globální;

nebo podle charakteristiky výstupních dat na interpolační techniky

- exaktní, kdy výsledný povrch prochází vstupními daty se známými hodnotami, vstupní data zůstávají i po interpolaci beze změny;
- vyhlazovací (tzv. smooth) techniky, kdy výsledný povrch nebere v úvahurobustnostměřených hodnot, a vstupní data nemusí zůstat beze změny.

1.3.1 Mechanické metody

Mechanické modely jsou flexibilní a mají relativně jednoduchou obsluhu. Dají se považovat za subjektivní nebo empirické - uživatel vybírá, jaké parametry bude model obsahovat, většinou na základě vizuální analýzy a doporučení softwaru, který parametry předběžně vybere (odtud mechanické metody). Obecně jsou mechanické modely považovány za primitivnější než metody statistické, v některých případech ale mohou generovat i lepší výsledky než statistické metody (Hendl 2009). Následující přehled se zabývá nejčastějšími mechanickými metodami.

- **Nearest neighbours**

Metoda NearestNeighbours (NN, nejbližší sousedé) interpoluje neznámé bodové hodnoty z měřených hodnot na nejbližších bodech. Na počátku jsou vytvořeny polygony (např. Thiessenovy polygony), z nichž každý obsahuje pouze jeden měřený bod lokalizovaný v centru polygonu. Pro každý polygon platí, že měřený bod uprostřed je nejbližší měřenou hodnotou pro všechny neznámé body uvnitř tohoto polygonu. Interpolované body v každém polygonu získají stejnou hodnotu, a to hodnotu původního měřeného bodu uprostřed polygonu (Li et Heap 2008).

- **Nearest neighbours with elevation adjustment**

Metodu NN lze použít pro interpolaci teploty přidáním členu zohledňujícího rozdíly v nadmožské výšce mezi měřeným a predikovaným bodem. Výpočet odhadované hodnoty (T_p , °C) v zájmovém bodě lze vyjádřit vztahem $T_p = T_0 + \lambda (h_p - h_0)$ (T_0 je prostorově nejbližší měřená teplota (°C), λ je specifický teplotní gradient (°C/m), h_p je nadmožská výška interpolovaného bodu (m) a h_0 je nadmožská výška bodu se známou měřenou teplotou (m) (Stahl et al. 2006).

- **Triangular Irregular Network**

Metoda TriangularIrregularNetwork (TIN, Trojúhelníková nepravidelná síť) začíná vytvořením trojúhelníků, kde měřené bodové hodnoty tvoří vrcholy těchto trojúhelníků. Pouze v případě bodů měřených v pravidelné síti je výsledkem pravidelná síť (Li et Heap 2008). Vytvořené trojúhelníky, resp. povrch jimi ohraničený, má určitý sklon, daný jeho vrcholy. Tento sklon je využit k výpočtu hodnoty v konkrétní buňce (Sluiter 2008).

Houlding (2004) uvádí několik výhod použití TIN – výsledek vždy zahrnuje původní měřené body, které vstupují do výpočtu, výsledky mohou zahrnovat diskontinuity v datech - nemusí mít kontinuální charakter a navíc metoda TIN je schopna dobře zobrazovat i nepravidelná data díky využívání své vlastní lokální geometrie.

- **Použití NN a TIN**

Metody Nearest neighbours a TIN jsou rychlé, s relativně jednoduchým výpočtem. Nevýhodou je, že výsledný povrch nevypadá v některých případech příliš realisticky - pro dobrý výsledek odpovídající realitě potřebují velké množství měřených hodnot. Jejich použitelnost je kvůli tomu značně omezená, poskytují ale uspokojivé výsledky pro husté sítě měřených bodů. Sluiter (2008) uvádí několik případů použití v meteorologii – mj. Meteo Norway využívá TIN jako rychlou alternativu k vyjádření rozložení denních srážek.

- **Inverse Distance Weighting**

Patří mezi nejstarší interpolační metody, technika Inverse Distance Weighting (IDW) je nejpřímější realizací Toblerova 1. zákona geografie (Jochen 2007). IDW vychází z metody Nearest neighbours, predikuje hodnoty v neznámých bodech na základě lineární kombinace hodnot bodů měřených. K výpočtu je použita inverzní, nelineární funkce vzdálenosti z interpolovaného bodu k okolním měřeným bodům. Každému měřenému bodu využitému k výpočtu je přiřazena váha závisající na této vzdálenosti (Sluiter 2008, Kurtzman et Kadmon 1999, Li et Heap 2008).

Předpokládá se, že daný bod je podobnější bližším bodům, než bodům vzdálenějším. Váhu (λ) bodu lze vyjádřit vzorcem, zahrnujícím inverzní vzdálenost:

$$\lambda_i = \frac{1/d_i^p}{\sum_{i=1}^n 1/d_i^p} \quad (\text{d, je vzdálenost mezi body } x_0 \text{ a } x_i, p \text{ je síla parametru, } n \text{ je počet vzorků použitých pro výpočet}) \quad (\text{Li et Heap 2008}).$$

Tedy čím bližší bod, tím větší hodnota váhy a větší síla ovlivňovat interpolovanou hodnotu

(Kurtzman et Kadmon 1999).

Hendl (2009) uvádí pro výpočet váhy (λ) rovnici:
$$\lambda_i(s_0) = \frac{1}{d^\beta(s_0, s_i)}; \quad \beta > 1$$

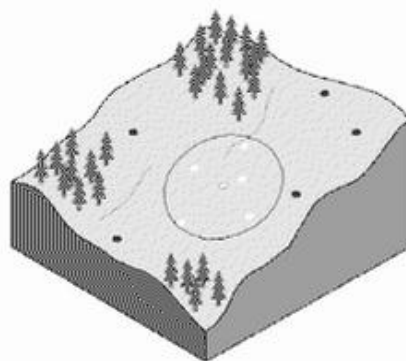
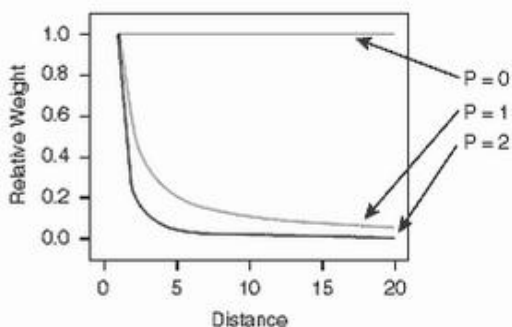
($d(s_0, s_i)$ je vzdálenost mezi novým bodem a bodem se známou naměřenou hodnotou, β je koeficient regulující váhy, zdůrazňuje prostorovou podobnost – při větších hodnotách koeficientu β budou vzdálenější body méně důležité). Problémem zůstává, jak určit tento parametr objektivně tak, aby odrážel skutečnou sílu autokorelace.

Při výpočtu hodnoty odhadovaného bodu se užívá formule:
$$T(s_0) = \sum_{i=1}^{38} \beta_i T(s_i)$$

($T(s_0)$ je odhadovaná hodnota v bodě s_0 , β_i je síla koeficientu měřených bodů a $T(s_i)$ je měřená hodnota v bodě s_i) (Chai et al. 2011).

Pro výpočet hodnoty hledané proměnné v daném bodě ($(z)_{s_0}$) uvádí Hendl (2009) obecnou rovnici, kde je hledaná hodnota vyjádřena jako vážený průměr:

$$\hat{z}(s_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i(s_0) \cdot z(s_i) \quad (\lambda_i \text{ je váha bodu } i \text{ pro bod } s_0, z \text{ je hodnota hledané proměnné v bodě } s_i). \text{ Celkový součet vah musí být roven 1.}$$



Obr. 11 - Principy metody IDW

Metoda IDW je rychlá, snadno přizpůsobitelná specifickým podmínkám. IDW není možné použít pro extrapolaci dat, všechny interpolované hodnoty spadají do intervalu vymezeného nejnižší a nejvyšší hodnotou vstupních bodů (Sluiter 2008). Metoda IDW je dostupná ve většině programů a aplikací, obvykle je uživateli dovoleno nastavit několik parametrů – např. jaké body mají být zahrnuty do výpočtu (lze určit přímo počet bodů nebo vybrat body podle vzdálenosti od daného bodu) nebo specifikovat, jak se mění váha v závislosti na vzdálenosti od daného bodu (Jochen 2007).

Metoda IDW je hojně využívána v meteorologii. Sluiter (2008) uvádí jako příklad projekt REGNIE (REGionalisierungräumlicherNIEDerschlagsverteilungen) zaštitěný Deutscher Wetterdienst, kde byla metoda IDW využita k interpolaci anomálií. UK Metoffice využívá IDW společně s lineární regresí pro průměrné měsíční teploty, Španělsko aplikuje metodu IDW na výpočet měsíčních anomálií teplot, srážek a slunečního záření (Sluiter 2008). IDW v kombinaci s vertikálním gradientem a slunečním zářením používají Chung et Jun (2008) pro interpolaci teploty vzduchu v horské oblasti.

Metoda IDW je exaktní a konvexní metoda. Pro velké vstupní datové sady může výpočet trvat velmi dlouho, je proto dobré použít vyhledávací radius pro urychlení metody (Hendl 2009).

- **Regresní model**

Metoda regresního modelu je založena na lineární regresi a předpokladu, že data jsou na sobě navzájem nezávislá, mají normální rozdělení a homogenní rozptyl (Li et Heap 2008). Regresní model vyjadřuje závislost mezi vysvětlujícími a primární vysvětlovanou veličinou. Nejjednodušším typem lineární regrese je proložení dat přímkou.

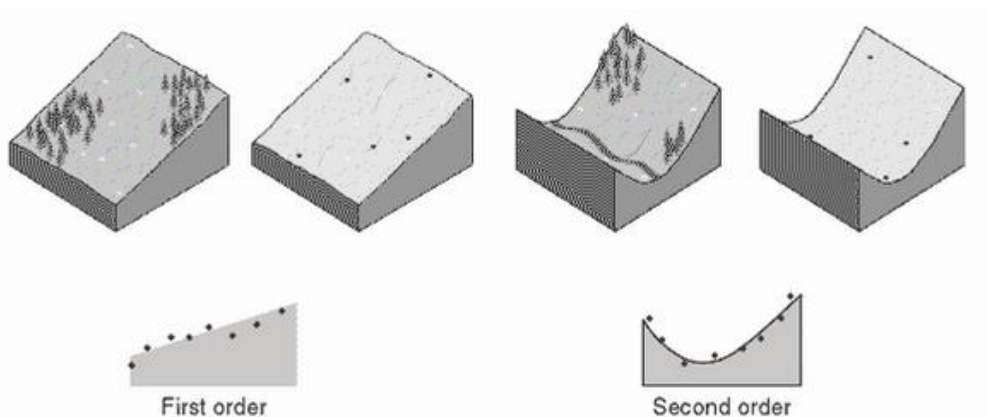
Lineární regrese se obvykle využívá jako metoda globální interpolace. Lineární regrese neumožňuje extrapolaci dat, pomocná data mohou být zahrnuta použitím mnohonásobné regrese. Model lineární regrese je obvyklou součástí statistických programů a dá se uplatnit i v prostředí GIS. Lineární regresi v kombinaci s IDW využívá UK Metoffice pro zobrazení měsíčních dat, PRISM metoda je také založena na lineární regresi a v Portugalsku je lineární regrese v kombinaci s metodou residuální kriging využívána k výpočtu průměrných měsíčních teplot (Sluiter 2008).

- **Trend Surface Analysis**

Metoda Trend Surface Analysis (TSA) vychází z lineární regrese a tedy i stejných předpokladů. K interpolaci využívá zeměpisné souřadnice tak, že vstupní data jsou rozdělena podle regionálních trendů a místních variací (Li et Heap 2008).

- **Polynomické funkce**

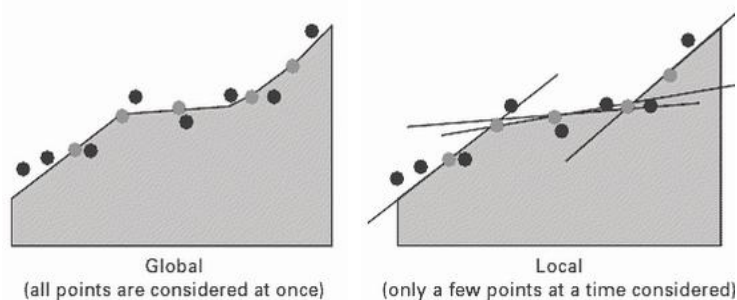
Polynomy jsou funkce, které umožňují prokládat křivku známými body s určitými hodnotami. Matematicky jimi vyjadřujeme sklon bodů, obvykle se používá rovnice $y = a + bx$. Rovnou linii lze proložit mezi dvěma body, které jsou od sebe vzdáleny jen minimálně. Pokud je ale vzdálenost mezi jednotlivými body větší, rovná linie nereprezentuje daný povrch optimálně. Využití přímé linie k proložení bodů je v praxi ojedinělé, málokdy mají měřené hodnoty lineární průběh s konstantním sklonem (obr. 12).



Obr. 12 – Polynomické fce 1. a 2.řádu

Polynomy druhého a vyššího řádu vyjadřují daný povrch podstatně lépe. Stoupající stupeň polygonu má i své nedostatky – matematický výpočet polynomů vyšších řádů je podstatně složitější a rovnice, která se jeví sofistikovaně a relativně správně nemusí dávat relevantní výsledky. Tento jev většinou nastává, když rovnici, určenou pro proložení určité sady dat, použijeme v jiné datové sadě nebo původní sady pozměníme. V praxi se ukázalo, že nejlepších výsledků dosahují polynomy 2. a 3. řádu. Při využití polynomů nižších řádů je výsledný povrch jemnější, ale kvůli generalizaci příliš neodpovídá původním měřeným datům (obr. 12) (Jochen 2007).

Polynomy se dělí na dva typy – lokální a globální. Liší se tím, zda chceme použít polynom pro všechna data najednou, nebo jen pro určitou konkrétní část datové sady. Výběr metody lokální nebo globální záleží na rozhodnutí, co mají výsledná data vyjadřovat, jestli stačí použít jen jeden globální polynom nebo je nutné použít rovnic víc a data rozdělit do několika oblastí (obr. 13) (Jochen 2007).



Obr. 13 – Polynomické fce globální a lokální

- **Splines**

Splines se využívají k tvorbě povrchů minimalizujících jakékoliv turbulence ve výsledných datech a stejně jako metoda IDW patří mezi interpolační exaktní metody (Jochen 2007). Metoda splines je založená na polynomických funkcích, které umožňují definovat více parametrů než jednoduchý polynom (Hendl 2009) a polynomické funkce fitují trendy měřených dat na základě polynomů řádu x (Sluiter 2008). Polynomy se vždy vztahují k části povrchu nebo linie, kterou detailně popisují, a navazují na sebe v místech zvaných uzly, což zaručuje hladké propojení interpolovaných hodnot (Li et Heap 2008).

Metoda splines využívá metodu nejmenších čtverců – přes minimalizaci kumulativní sumy čtverců druhé derivace povrchu minimalizuje chybu křivky odhadovaného povrchu (Kurtzman et Kadmon 1999). Využívají se algoritmy, které brání velkým výkyvům mezi

měřenými body, a výsledný povrch je tak hladší. Právě tyto algoritmy se liší v jednotlivých metodách splines (Sluiter 2008).

Mezi často používané metody patří metodasplinesjsouthin-platesplines. Ta byla vyvinuta pro klimatická data a uplatňuje funkci zobecněného křížového ověřování pro výpočet parametru vyjadřujícího hladkost interpolovaného povrchu (Li et Heap 2008).

Mitášova et Mitáš (1993) se zaměřuje na metodupravidelných splines (regularizedsplines)s parametry pro vyhlazování a napnutost. Parametr „napnutosti“ kontroluje vzdálenost, na kterou jsou dané body schopné ovlivňovat výsledný povrch, vyhlazující parametr kontroluje vertikální odchylku výsledného povrchu od původních bodů. Podle Mitášové et al. (2005) lze pomocí vhodné kombinace parametrů získat výsledek, který odpovídá empirickým znalostem o předpokládané variabilitě.

Polynomické funkce se jeví jako vhodné pro interpolaci v měsíčním a ročním měřítku, nejsou nejlepším řešením pro kratší časové jednotky, jako je den nebo hodina.Splines metoda aplikovaná na interpolace teplot byla v Portugalsku porovnána s dalšími interpolačními technikami – v případě výpočtu průměrné měsíční teploty podala horší výsledky než kriging, lineární regrese a IDW (Sluiter2008). Nedostatkem metody je subjektivní určování hodnot parametrů (Hendl 2009) a také to, že výsledek ne vždy odpovídá realitě (Jochen 2007).

- **Local Trend Surfaces**

Polynomy jsou také podstatou metody Local Trend Surface (LTS, lokální trendy povrchu). Pro výpočet každého interpolovaného bodu jsou využity blízké měřené hodnoty a jejich trend (Li et Heap 2008).

- **Lapse Rate**

Metoda Lapse Rate (LR, vertikální teplotní gradient) byla navrhnutá pro interpolaci teploty vzduchu v závislosti na nadmořské výšce. Pro potřeby interpolace je vertikální teplotní gradient uvažován konstantní po celém zájmovém území. Neznámé hodnoty vychází ze vztahu teploty vzduchu a nadmořské výšky, do výpočtu vstupuje nejbližší teplotní měření a rozdíl nadmořské výšky mezi měřeným a odhadovaným bodem (Li et Heap 2008). Při interpolaci touto metodou se užívají následující rovnice:

$$\begin{cases} T_s = T_o + bH_o/100 \\ T_e = T_s - bH_d/100 \end{cases} \text{ (No elevation error)} \quad \begin{cases} T'_s = T_o + bH_d/100 \\ T'_e = T'_s - bH_d/100 \end{cases} \text{ (With elevation error);}$$

dále pak $\Delta T = T_c - T'_c$

(T_s (T_s') je kontrolní teplota fiktivní úrovně mořské hladiny ($^{\circ}\text{C}$), T_0 je měřená teplota ($^{\circ}\text{C}$), b je teplotní gradient, T_c (T_c') je predikovaná teplota ($^{\circ}\text{C}$), H_0 je nadmořská výška měřeného bodu (m), H_d je nadmořská výška bodu DEM se stejnými souřadnicemi jako měřený bod (m), ΔT je rozdíl mezi T_c a T_c' ($^{\circ}\text{C}$)) (Chai et al. 2011).

1.3.2 Geostatistické metody

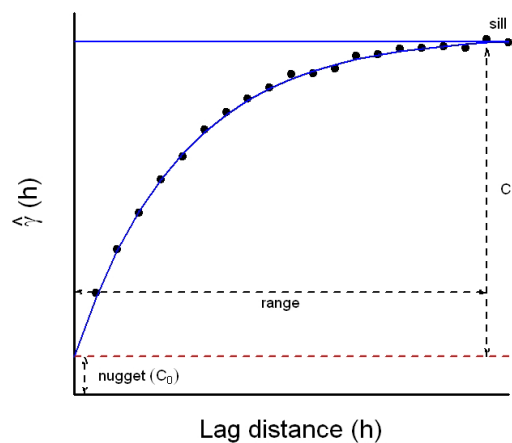
Statistické metody jsou složitější než mechanické, vyžadují analýzu dat před vlastním generováním výsledků interpolace. Tyto metody jsou tak celkově náročnější a komplexnější, ale mohou nám pomoci generovat spolehlivější a objektivnější výsledky, více porozumět datům a tím i potenciálním zdrojům chyb (Hendl 2009). Geostatistiky zahrnují několik metod, které využívají kriging algoritmy. Kriging je obecný název pro skupinu algoritmů založených na zobecněné regresi metody nejmenších čtverců (Li et Heap 2008).

- **Semivariance a Variogram**

Semivariance je důležitou součástí geostatistiky. Semivariance je izotropická, tzn. závisí pouze na vzdálenosti mezi jednotlivými vzorky. Semivariance (γ) veličiny Z mezi dvěma bodovými hodnotami je vyjádřena vztahem:

$$\gamma(x_i, x_0) = \gamma(h) = \frac{1}{2} \text{var}[Z(x_i) - Z(x_0)]$$

(h je vzdálenost mezi body x_i a x_0 a $\gamma(h)$ vyjadřuje semivariogram) (Li et Heap 2008).



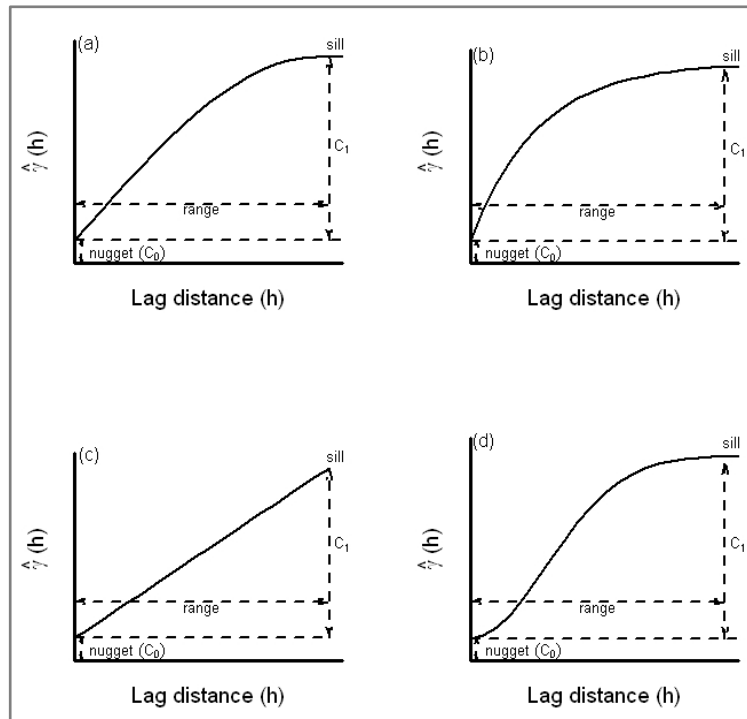
Obr. 14 – Variogram

Experimentální variogram (obr. 14) vyjadřuje vztah mezi $\hat{\gamma}(h)$ a samotnou veličinou. Lze z něj vyčíst důležité informace—jednou z nich je „nugget“, tj. kladná hodnota veličiny $\hat{\gamma}(h)$ pro blízké 0, což je reziduál reflektující variabilitu chyb a prostorovou variabilitu pro vzdálenosti menší než je minimální vzdálenost vzorků ve zdrojových datech. Další důležitou hodnotou je „range“, hodnota vzdálenosti, kdy je dosažen práh. Vzorky, které jsou od sebe dále

než je hodnota range jsou prostorově nezávislé. Pokud se poměr hodnot prahu a nugget bude blížit 1, většina variability tak bude jiná než prostorová (Li et Heap 2008). Semivarianci ($\hat{\gamma}(h)$) lze vyjádřit i vztahem vycházejícím z dat:
$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n (z(x_i) - z(x_i + h))^2$$

(z je zájmová veličina, h je vzdálenost mezi body x_i, x_0 , n je počet dvojic měřených bodů oddělených vzdáleností h (Li et Heap 2008).

Variogram je nedělitelnou součástí prostorové interpolace dat. Na obr. 14. Je příklad variogramu založeném na exponenciálním modelu - range, nugget (C_0) a práh ($C_0 + C_1$). Obr. 15 zobrazuje běžně užívané modely variogramu (Li et Heap 2008).



Obr. 15 - Běžně užívané modely variogramu: sférický; exponenciální; lineární; Gaussovský

- **Krigingestimator**

Modifikací obecné rovnice odhadu $\hat{z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i)$ získáme rovnici $\hat{Z}(x_0) - \mu = \sum_{i=1}^n \lambda_i [Z(x_i) - \mu(x_0)]$. Kriging estimators jsou variantami této rovnice (μ je stacionární průměr (tento průměr se považuje za konstantní, obyčejný průměr dat) parametr λ_i je váha krigingu, n je počet měřených bodů využitých pro výpočet a $\mu(x_0)$ je průměr těchto vzorků, tj. lokální průměr) (Li et Heap 2008).

Výchozím bodem pro odhad vah krigingu je minimalizace variance, vyjádřená rovnicemi:

$$\begin{aligned} \text{var}[\hat{Z}(x_0)] &= E\{[\hat{Z}(x_0) - Z(x_0)]^2\} \\ &= E\{(\hat{Z}(x_0))^2 + (Z(x_0))^2 - 2\hat{Z}(x_0)Z(x_0)\} \\ &= \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j C(x_i - x_j) + C(x_0 - x_0) - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i C(x_i - x_0) \end{aligned}$$

($Z(x_0)$ je očekávaná hodnota v bodě x_0 , n je počet měřených vzorků zahrnutých ve výpočtu a člen $C(x_i - x_j) = \text{Cov}[Z(x_i), Z(x_j)]$) (Li et Heap 2008).

- **Kriging**

Metody Kriging využívají statistiky k vyvinutí modelu. Obecně platí, že kriging využívá jednoduché polynomy a výpočet doplňuje o chybu. Chyba zahrnuje veškeré rozpor mezi modelovanými výsledky a pozorovanými daty. V návaznosti na 1. zákon geografie lze říci, že všechny chyby jsou na sobě navzájem prostorově závislé (narůstají se zvětšující se vzdáleností od daného bodu). Kriging využívá metody a statistiky pro získání informací o vztazích mezi jednotlivými body a o jejich vlivu na ostatní místa. Tyto informace jsou zpětně využity pro modelování povrchu a výsledky jsou tak ideálně bez chyby. Každá z metod skupiny kriging má svá omezení a komplikace při výpočtu. Pro kriging je také důležité dostatečné množství vstupních dat a naopak i ne příliš nadbytečné množství vstupních hodnot (Jochen 2007).

- **Simple kriging**

Interpolace metodou Simplekriging (SK, jednoduchý Kriging) vychází z rovnic uvedených v kapitole KrigingEstimator. Výsledný vztah lze vyjádřit rovnicí: $\hat{Z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) + [1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i] \mu$ (μ je stacionární průměr - tento průměr se uvažuje jako konstantní, obyčejný průměr dat) (Li et Heap 2008). Za podmínek Simplekriging může mít člen $[1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i]$ nenulovou hodnotu.

Předpokladem metody Simplekriging je konstantní průměr, variance a kovariance v zájmovém území (Li et Heap 2008). Tento předpoklad je relativně omezující a tak se často využívá spíše metoda Ordinary kriging bez předem určeného parametru (Li et Heap 2008).

- **Ordinary kriging**

Metoda Ordinary kriging (OK, obyčejný Kriging) je základním typem krigingu využívajícího lineární kombinaci měřených hodnot (Sluiter 2008). Vychází ze stejných rovnic jako metoda Simplekriging. Tyto metody se liší pouze v tom, že ve výpočtu metody Ordinarykriging je parametr μ nahrazen lokálním průměrem $\mu(x_0)$, tj. průměrem vzorků zahrnutých do výpočtu. Člen rovnice $[1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i] = 0$ a tedy člen $[\sum_{i=1}^n \lambda_i] = 1$ (Li et Heap 2008).

Ordinarykriging odhaduje lokální konstantní průměr a jako vstupní hodnota pro výpočet je nutný pouze stacionární průměr v zájmovém území (Li et Heap 2008). Výpočet metodou Ordinarykriging popisuje rovnice: $z(s_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(s_i)$, váha v této rovnici je odvozena z Kriging systému (pro $i=1,2,\dots, n$):

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(s_i - s_j) + \mu = \gamma(s_i - s_0) \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \end{cases}$$

(Chai et al. 2011).

- **Cokriging**

V metodě Cokriging jsou predikované hodnoty založeny na lineárním váženém součtu všech zahrnutých proměnných. Metoda přináší lepší výsledky, když je v modelu použito více vysvětlujících proměnných než je počet predikovaných proměnných, a když je vysoká hodnota korelace mezi vysvětlujícími a vysvětlovanými proměnnými. Metoda se často využívá v meteorologii např. ke kombinaci radarových dat s daty z pozemních stanic (Sluiter 2008).

- **Universal kriging**

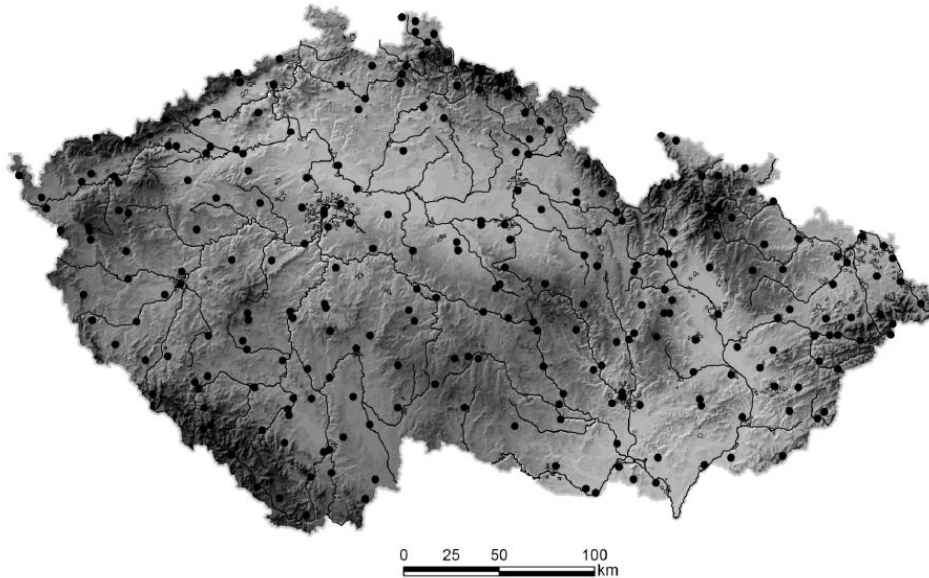
Základem metody Univerzální Kriging je regresní model, jako součást celého procesu modelování průměrné hodnoty, vyjádřený lineárním nebo kvadratickým trendem. Tato metoda se také často využívá v meteorologii. V praxi byla metoda aplikována např. pro zahrnutí nadmořské výšky do interpolace teploty v rámci Evropy. Ve státech Evropy se používá k výpočtu srážek a stejně jako Cokriging byla využita ke kombinaci radarových dat s daty z pozemních stanic (Sluiter 2008).

- **Residual kriging**

Reziduální Kriging (nebo také detrendovaný kriging) je interpolační technika založená na reziduálech, které jsou interpolované pomocí Ordinary kriging. V meteorologii se používá často, v Polsku např. reziduální kriging dává nejlepší výsledky pro měsíční a sezónní průměrné teploty vzduchu a množství srážek. Jinde byla metoda úspěšně kombinována s regresí (Sluiter 2008).

1.3.3 Interpolace teploty v ČR

Interpolací teploty vzduchu i dalších meteorologických proměnných se v ČR se zabývají např. Štěpánek et al. (2011a, 2011b, 2013) se ve své práci zaměřují na interpolaci teploty pomocí interpolačních technik, jejich kombinace se syntetickými řadami a také ve vztahu ke kontrole kvality dat. Základem jejich metody je homogenizace časových řad a vytvoření syntetických řad pro meteorologické stanice, z nichž jsou dostupná měřená a následná prostorová interpolace dat na území ČR (obr. 16).



Obr. 16- Prostorová distribuce syntetických řad pro meteorologické stanice

1.3.4 Interpolace teploty v horských oblastech

Horské oblasti jsou nedílnou součástí klimatického systému na Zemi, pokrývají okolo 1/5 zemského povrchu (Beniston et al. 1997). Podmínky, jako jsou teplota, srážky, sluneční záření nebo vlhkost vzduchu jsou v těchto oblastech prostorově velmi proměnlivé (Barry 1992). Jejich klima závisí na zeměpisné šířce, kontinentalitě, topografii a nadmořské výšce (Tang et Fang 2006). Prostorové i časové rozložení a změny teploty vzduchu ve složitých horských podmínkách jsou závislé na regionálních i lokálních fyziografických podmínkách. Na regionální úrovni jde o vliv denních synoptických cirkulací a na fyziografických podmínkách ve velkém měřítku (vzdálenost od oceánů nebo zeměpisná poloha). Naproti tomu z vlivů na lokální úrovni je nejdůležitější podrobná fyziografie oblasti na úrovni velikosti povodí (nadmořská výška, sklon, směrová orientace, množství dopadajícího slunečního záření a další). Znalost těchto podmínek je klíčová pro modelování procesů probíhajících v horském ekosystému se složitým terénem (Dobrowski et al. 2009). Přes všechny tyto významné faktory jsou měření, související s klimatem v horách, poměrně vzácné (Tang et Fang 2006).

- **Predikce teploty vzduchu**

Vzhledem k tomu, že teplota zásadně ovlivňuje důležité ekologické a hydrologické procesy, je nezbytné ji přesně předpovídat (Dobrowski et al. 2009). To je ale v horských oblastech velmi složité z mnoha důvodů. Instalovat meteorologická měřící zařízení v horách a jejich spravování je extrémně náročné. Měřící stanice ve vyšších nadmořských výškách a v oblastech vzdálených od civilizace jsou rozmístěny řídko a je tak složité získat podrobná klimatická data (Tang et Fang 2006). Studie horského mikroklimatu byly realizovány (Lookingbill et al. 2003, Richardson et al. 2004, Chung et Jun 2014, Tang et Fang 2006), většina studií se ale zabývá krátkou časovou periodou nebo oblastí s malým rozsahem nadmořských výšek. Často je proto jedinou možností extrapolace dat ze stanic v nižších nadmořských výškách (Tang et Fang 2006).

- **Výběr interpolační techniky a vysvětlujících proměnných**

Výběr vhodné interpolační techniky je vždy důležitým krokem, ale v horských oblastech, kde je síť měřících stanic řídká a variabilita vzdušné teploty velmi vysoká i na malé vzdálenosti, to platí dvojnásob. Holdaway (1996) upozorňuje, že podstatná je nejen prostorová variabilita, ale také vysoká variabilita teploty během času.

Interpolace teploty běžnými metodami jako je např. IDW je založena pouze na nadmořské výšce a navíc za předpokladu homogenního krajinného pokryvu. Reálný zemský povrch je ale velmi heterogenní a pro přesné výsledky interpolace jej nelze vyjadřovat pouze jako hodnoty nadmořské výšky, jinak by vznikaly značné rozdíly mezi interpolovanou a reálnou teplotou. Především v horských oblastech s nedostatkem měřících stanic hrají významnou roli další faktory ovlivňující teplotu vzduchu a jejich absence často způsobuje chyby v interpolovaných datech – rozdíly v nadmořské výšce a diverzita topografie. Rozdíly v nadmořské výšce lze popsat vertikálním teplotním gradientem, vliv topografie je spojen s teplotními výkyvy způsobenými slunečním zářením dopadajícím na zemský povrch (Chung et Jun 2004). Modelování teploty je složitý proces zahrnující různé přístupy, které mají své předpoklady, prostorové a časové rozlišení. Mají své silné stránky i slabiny, především při použití ve speciálních podmínkách jako je horský terén (Dobrowski et al. 2009). V komplexních horských podmínkách může i malá nepřesnost při interpolaci způsobit chybné výsledky a jejich následnou mylnou interpretaci (Bolstad et al. 1998; Chung et Jun 2004).

2. Experimentální část - modelování teploty vzduchu v Krkonoších

2.1 Charakteristika zájmového území - Krkonoše

Geomorfologický celek Krkonoše spadá z větší části do Krkonošského národního parku (KRNAP) (KRNAP 2010; Faltysová et al. 2002). Krkonoše, nejvyšší pohoří v České republice, leží těsně nad 50° severní šířky, na hranicích České republiky s Polskem, a tvoří tak nejseverněji položené horské těleso ve střední Evropě. Krkonošské horské hřbety s délkou okolo 35 km se rozpínají ve směru od SZ na JV, což ovlivňuje jejich klimatickou i biologickou charakteristiku (KRNAP 2010).

Krkonoše jsou významné svou relativně vysokou nadmořskou výškou. Společně s Hrubým Jeseníkem jsou jedinou oblastí v ČR, kde nadmořská výška překračuje horní (alpínskou) hranici lesa, tj. okolo 1250 m n. m. Tyto vysokohorské oblasti jsou charakteristické drsným klimatem, nízkými teplotami vzduchu, studeným severním a severozápadním prouděním vzduchu, a také intenzivními srážkami s vysokým úhrnem (Faltysová et al. 2002).

Přes relativně malou rozlohu a v porovnání s evropskými a světovými horskými celky, relativně nízkou nadmořskou výškou, jsou jedním z důležitých center středoevropské geobiodiverzity (KRNAP 2010). Nejbližší pohoří s podobnými podmínkami a nadmořskou výškou, případně vyšší pohoří, se vyskytují až ve vzdálenostech několika set km, tj. Alpy a Karpaty (Faltysová et al. 2002).

Příloha 1 zobrazuje digitální model terénu (DMT) Krkonoš, směrovou orientaci svahů a také sklon terénu. Na obr. 20 (str. 47) je vidět krajinný pokryv Krkonoš na mapovém podkladu ortofota.

2.1.1 Přírodní podmínky

• Geologický vývoj

Krkonoše se řadí podle doby vzniku (cca před 600 milióny lety) mezi hercynská pohoří (Faltysová et al. 2002). Začaly vznikat ve starohorách a starších prvohorách, kdy horotvorné procesy vytvořily masiv Krkonoško-jizerské krystalinikum (KRNAP 2010). Celek Krkonoš leží v SV oblasti geologického celku Český masiv (Faltysová et al. 2002). Dlouhodobým vývojem masivu, během zvětrávání v druhohorách, třetihorního alpínského vrásnění, vodní erozí a opakovaným zaledněním ve čtvrtohorách, získaly Krkonoše dnešní charakter (KRNAP 2010).

- **Podnebí**

Pro podnebí Krkonoš je důležitá jejich poloha v rámci systému pohraničních pohoří ČR a jejich ojedinělá nadmořská výška v rámci středoevropské oblasti (Faltysová et al. 2002). Krkonoše působí jako přírodní bariéra zachycující vlhké a studené západní proudy vzduchu vanoucí od Atlantického oceánu. Krkonoše jsou díky tomu charakteristické nízkými teplotami a vysokými úhrny jak dešťových, tak sněhových srážek. Větrné proudění od Atlantiku způsobuje oceánický charakter podnebí v Krkonoších, který se mj. projevuje velmi proměnlivým počasím (KRNAP 2010). Na podnebí má vliv také georeliéf a orientace svahů (Faltysová et al. 2002).

Quitto (1971) řadí vrcholy Krkonoš do oblasti chladné klimatické (CH4). Tato oblast je typická dlouhou, vlhkou a chladnou zimou, dlouhotrvající sněhovou pokrývkou, relativně nízkými teplotami během jara, krátkým, deštivým létem a chladným podzimem (Faltysová et al. 2002).

- **Teplota**

V Krkonoších se průměrná roční teplota vzduchu pohybuje v rozmezí od +6°C do 0°C, nejvyšší vrchol Sněžka v 1602 m n.m. je nejstudenejším místem v Krkonoších s průměrnou roční teplotou +0,2°C. Nejchladnějším měsícem v roce je leden s průměrnou teplotou od -4,5°C do -7,2°C. Naopak nejteplejším měsícem je červenec s průměrnou teplotou od 8,3°C do 14°C. Vertikální teplotní gradient se v Krkonoších pohybuje od 0,5°C do 1°C na 100 výškových metrů. Obvykle platí, že teplota s rostoucí nadmořskou výškou klesá, výjimkou je stav teplotní inverze, pro Krkonoše typický v chladnějším období na podzim a v zimě (KRNAP 2010).

- **Srážky**

Krkonoše patří mezi místa s vysokými úhrny srážek (KRNAP 2010, Faltysová et al. 2002). Společně s Jizerskými horami jsou Krkonoše vystavovány vlhkému proudění od Atlantického oceánu (Faltysová et al. 2002). U srážek platí opačný trend než u teploty, s narůstající nadmořskou výškou stoupá i srážkový úhrn. Ve vyšších nadmořských výškách jsou častější pevné formy srážek – sníh, kroupy a námraze (KRNAP 2010). Obecně jsou srážky vysoké na hřebenech a také v horských údolích (Pec pod Sněžkou), kde může být roční srážkový úhrn až 1400 mm, na úpatí hor se roční srážkový úhrn pohybuje okolo 800 mm (KRNAP 2010, Faltysová et al. 2002), na nejvyšším vrcholu, Sněžce, spadne ročně 1230 mm (Faltysová et al. 2002). Nejvydatnější jsou srážky obvykle během srpna a naopak nejnižší v březnu. Tyto hodnoty jsou ovšem spíše orientační, nezanedbatelným faktorem je

výrazná proměnlivost mezi jednotlivými roky. Některá místa v Krkonoších jsou známá výkyvy počasí jako jsou přivalové srážky, kdy denní úhrn srážek (až 240 mm, Obří důl a okolí Sněžky, 29.7.1897) odpovídá průměrnému úhrnu za 2 měsíce. Tyto situace mohou způsobit přivalové a povodňové vlny i sesuvy zemních lavin (KRNAP 2010).

- **Sluneční záření, oblačnost**

Hřebeny hor jsou charakteristické častým výskytem oblačnosti a sníženou viditelností (až 150 dnů v roce) a menším počtem dní s jasným počasím (30-40). Průměrná délka slunečního svitu v roce je okolo 1500 hodin. Pro hřebeny je typický častý ale velmi proměnlivý výskyt nízké oblačnosti, doprovázený deštěm, námrazou a silným větrem. Při teplotních inverzích naopak nastává slunečné a relativně teplé počasí (KRNAP 2010).

- **Sníh a laviny**

Souvislý sněhový pokryv se vyskytuje v Krkonoších obvykle od listopadu (KRNAP 2010, Faltysová et al. 2002). Nejvíce sněhu leží v Krkonoších během února a března, sněhová pokrývka obvykle trvá do dubna. Její prostorové rozložení je velmi nepravidelné vzhledem k horskému charakteru oblasti (Faltysová et al. 2002). Obvykle dosahuje vrstvy 100 až 300 cm a v nejvyšších nadmořských výškách leží i přes 180 dní (KRNAP 2010).

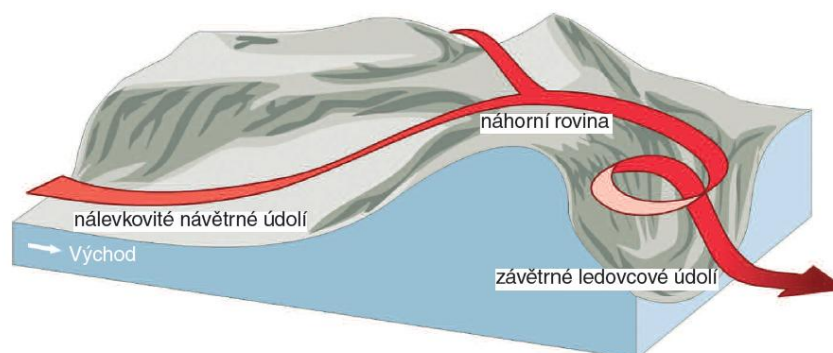
Rozložení sněhové pokrývky v celém pohoří je ovlivňováno zejména vzduchovými proudy. Sníh se kumuluje především na hranách a v závětrí ledovcových karů, kde se tak zvyšuje pravděpodobnost výskytu sněhových lavin (KRNAP 2010, Faltysová et al. 2002). Největší mocnost sněhové pokrývky (15 m) byla naměřena na lavinovém poli v Modrém dole (tzv. Mapa republiky), největší sněhové převisy byly zaznamenány na hraně Obřího a Labského dolu. Krkonoše se tak vyznačují, vzhledem ke své rozloze a nadmořské výšce, relativně vysokým počtem lavin a celková rozloha míst, na nichž byla zaznamenána lavinová činnost, má rozlohu 554 ha. Laviny jsou nedílnou součástí Krkonošského pohoří a tvoří jeden z významných faktorů ovlivňující přírodu těchto hor (KRNAP 2010). Podle Faltysové et al. (2002) je jen na české straně Krkonoš 39 hlavních a 10 vedlejších lavinových drah.

- **Větrné proudění**

Pokud bereme v úvahu celé pohoří, převládají obecně západní větry. Vzhledem k rozmanitému reliéfu jsou ale mezi jednotlivými místy velké rozdíly a větrné proudění je silně proměnlivé. Mezi největrnější oblasti patří vrchol Sněžky a náhorní plošiny v okolí Labské a Luční boudy, kde vítr dosahuje poměrně často rychlosti i více než 150 km/h (KRNAP 2010).

- **Anemo-orografické systémy**

Anemo-orografický systém (větro-horopisný systém) je jev objevený a popsáný v Krkonoších prof. J. Jeníkem. Teorie vycházející z ekologických a historických procesů a vztahů Krkonoš byla publikována v roce 1961 (Jeník 2008). Tento fenomén je způsoben převažujícími západními větry a uspořádáním hřbetů pohoří ve směru od západu na východ. Větrné proudy, které stoupají návětrnými údolími, se zrychlují právě díky zužujícím se údolím, a také při proudění nad náhorními plošinami. Zesílená proudění poté padají do závětrných oblastí ledovcových karů a jam za vzniku turbulencí. Tyto lokální větry vanou po tisíciletí nezměněnými trasami a mají tak významný vliv na počasí, distribuci srážek, ukládání sněhu (např. Labský důl, Obří důl) a lavinovou činnost. Lavinové svahy jsou bezlesé, v závětrí, dopadá na ně velké množství slunečního záření a je na nich i vysoká vlhkost způsobená dlouhodobým výskytem sněhového pokryvu (KRNAP 2010).



Obr. 17 -Podélný profil anemo-orografického systému (URL 17)



Obr. 18 - Pohled od východu a schéma aerodynamiky v širším obvodu náhorní planiny východních Krkonoš, okolních karů a Sněžky (vpředu); tmavěmodré šipky naznačují směr laminárního proudění od západu, světle modré šipky představují závětrný prostor s turbulentním prouděním

2.2 Metodika

V praktické části jsou porovnány různé metody modelování teploty. Pro potřebu porovnání výsledků jednotlivých metod jsou analýzy vždy aplikovány pouze na vybrané konkrétní dny a konkrétní podmínky. Primárně jsou vybrány dny s jasnou oblohou, které tak mohou relativně přesně reprezentovat dané roční období a jeho obvyklý vertikální teplotní gradient. Nejlépe vycházející metoda je následně aplikována i na specifické inverzní podmínky a je provedená také dlouhodobá verifikace modelu na nezávislých datech ze stanic, které jsou vyjmuty ze vstupních dat.

Jako vstupních dat je využito DMT (zdroj: KRNAP) a dat meteorologických stanic (zdroj: ČHMÚ, Český hydrometeorologický ústav). Data ČHMÚ a KRNAP byla primárně poskytnuta pro řešení grantu č. VG20132015115 - Vytvoření informačního systému pro vyhodnocení lavinového nebezpečí v horských oblastech České republiky. Data byla použita i v této diplomové práci, protože se jedná o dílčí úkol, související s uvedeným grantem.

Základní analýza vstupních dat z meteorologických stanic je provedena v programu Microsoft Excel (MS Excel). Součástí je analýza vertikálního teplotního gradientu během roku, přepočty hodinových dat na průměrnou teplotu vzduchu pro daný časový úsek, určení rozdílů nadmořských výšek mezi meteorologickými stanicemi a redukce teplot na společnou hladinu. Prostorová analýza a další práce s daty probíhá prostřednictvím nástrojů programu ArcGIS 10.3, pro finální analýzu dat a grafické zobrazení výsledků opět program MS Excel.

Obdobná data, jaká v této práci, používají ve své studii Chung et Jun (2004). V návaznosti na studii Chung et Jun (2004), zabývající se interpolací teploty v horské oblasti, v kombinaci s metodou Lapse Rate (viz kapitola Interpolační metody, str. 35), určenou přímo pro interpolaci teploty vzduchu podle nadmořské výšky, jsou také vytvářeny samotné modely teploty vzduchu.

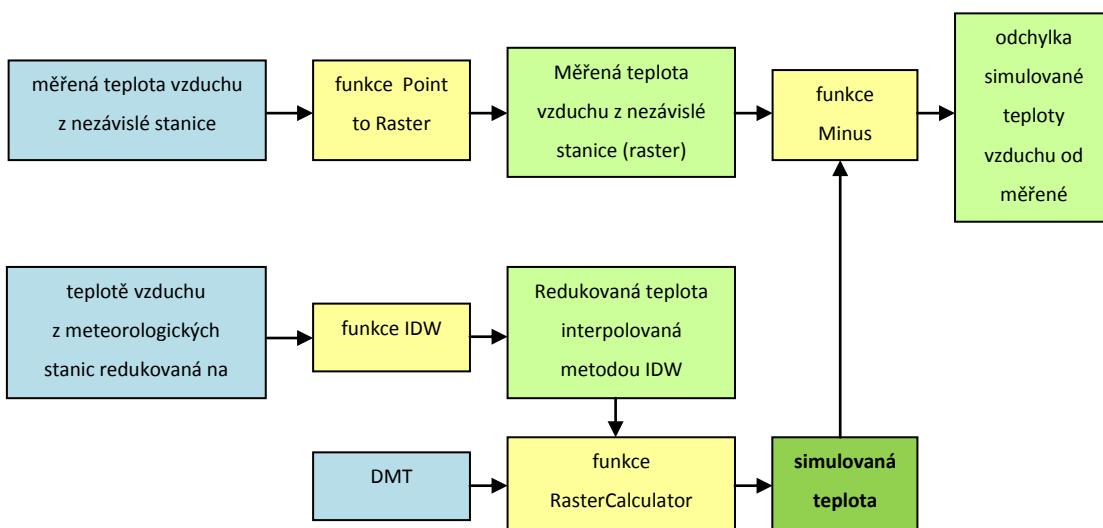
Vytvářené modely lze rozdělit podle vstupních dat na (i) modely využívající pouze jednu hodnotu průměrné teploty z meteorologických stanic pro dané časové období a na (ii) modely využívající jako vstupní data teploty vycházející z meteorologických stanic, ale interpolované pro celou pilotní oblast. Vstupní data pro modely 2. typu jsou vytvořeny následujícím postupem: data z meteorologických stanic jsou redukována na společnou hladinu nadmořské výšky (v tomto případě je hladina vybrána jako průměrná nadmořská výška meteorologických stanic). Následně jsou tyto teploty interpolovány pomocí metody IDW pro danou oblast a na tato vyinterpolovaná data je aplikován vertikální teplotní gradient pro přepočet teploty vzduchu na reálnou nadmořskou výšku. Dílčím výsledkem

tohoto postupu je simulovaná teplota vzduchu. Poslední fází modelu je verifikace, která probíhá porovnáním simulovaných a měřených hodnot. Verifikací jsou získány odchylky simulované teploty od měřené, na odchylky jsou aplikovány vybrané charakteristiky, pomocí kterých lze porovnat modely mezi sebou.

Postup je zobrazen na obr. 19, který vyjadřuje model teploty vzduchu vytvořený v prostředí Model Builder v programu ArcGIS. Výpočet v rámci funkce RasterCalculator má tuto podobu:

*(IDW vycházející z teplot redukovaných na zvolenou hladinu) - (nadmořská výška daného bodu vyjádřená pomocí DMT – hodnota redukční hladiny) * vertikální teplotní gradient/100m).*

Podle teplotního gradientu jsou modely rozděleny na modely využívající (i) globální teplotní gradient a (ii) environmentální teplotní gradient odvozený z měřených dat na meteorologických stanicích.



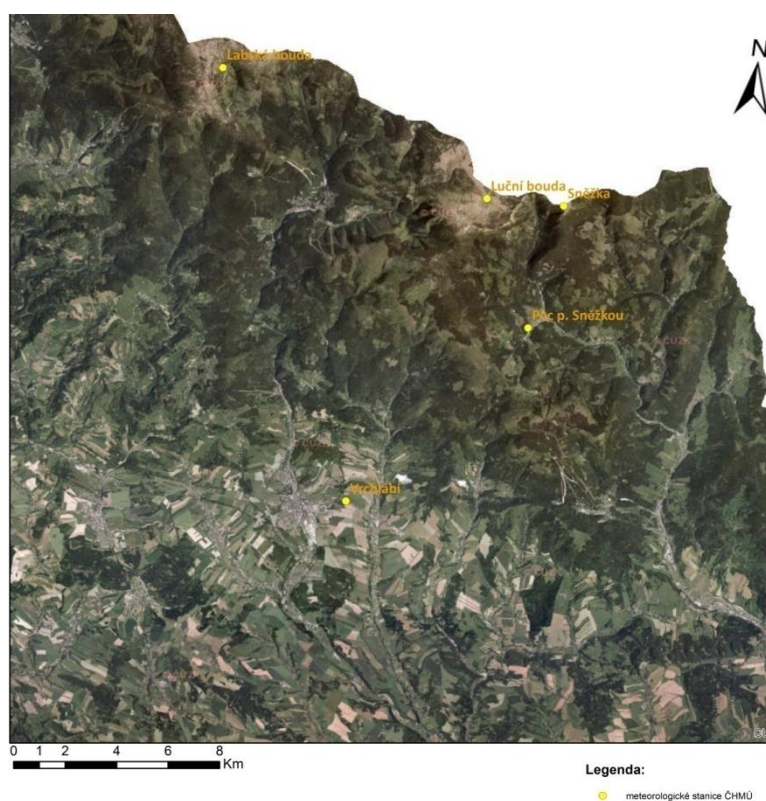
Obr. 19 - Postup při modelování v prostředí Model Builder, ArcGIS

Analýza sekundárních faktorů podle výsledků modelů je provedena pomocí meteorologických dat z vybraných stanic, poskytnutých ČHMÚ. V návaznosti na poznatky o vlivu slunečního záření na teplotu vzduchu jsou v této práci provedeny analýzy terénu a slunečního záření na základě DMT Krkonoš. Na vliv kombinace terénu a slunečního záření v horských oblastech upozorňuje Chung et Jun (2004) a Lookingbill et Urban (2003). Model zastínění je vytvořen v programu ArcGIS pomocí funkce Hillshade, která zohledňuje reliéf oblasti, zastínění okolním terénem a zadané informace o poloze Slunce. Model slunečního záření lze vytvořit použitím funkce Area Solar Radiation. Výstupy této funkce jsou (i) model

trvání slunečního záření (přímého), (ii) model intenzity přímého slunečního záření, (iii) model intenzity rozptýleného slunečního záření a (iv) model intenzity celkového dopadajícího slunečního záření. Analýzy slunečního záření jsou porovnány pro různé dny během roku a také pro v rámci 24 hodin, tj. během 1 kalendářního dne.

2.2.1 Data

Vstupními daty jsou digitální DMT Krkonoš a data z vybraných meteorologických stanic (obr. 20). Pilotní území, pro které je vytvářen model teploty vzduchu, je vybráno podle prostorového rozložení meteorologických stanic a dostupných dat. Zájmové pilotní území tak leží v oblasti Vrchlabí (477 m n.m.) - Pec p. Sněžkou (769 m n.m.) – Sněžka (1603 m n.m.) - Luční bouda (1410 m n.m.) – Labská bouda (1340 m n.m.).

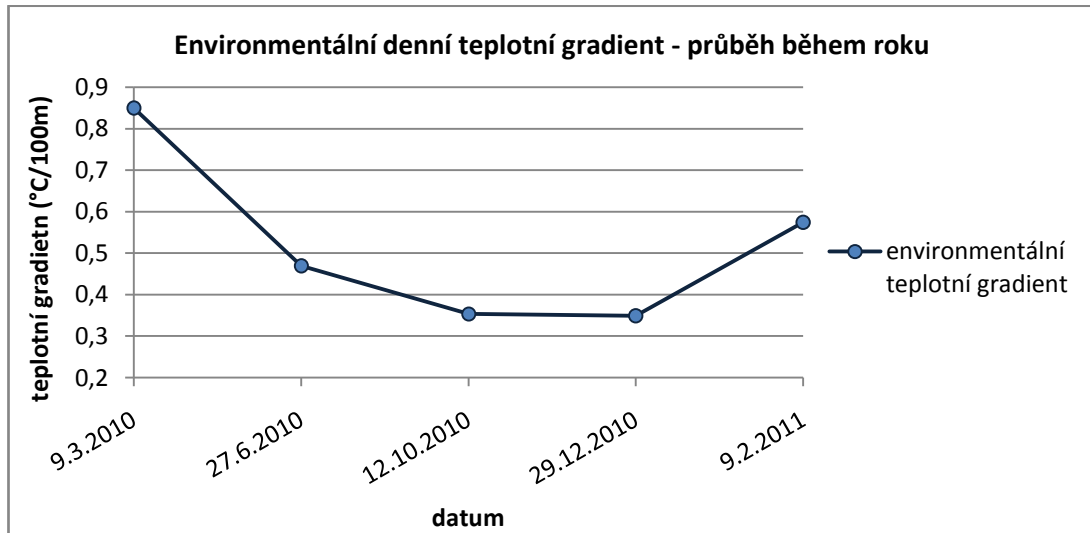


Obr. 20 - Umístění meteorologických stanic (podkladová mapa: ortofoto ČÚZK)

Pro jakékoliv modelování je důležitým krokem volba časového a prostorového rozlišení. Je nutné brát v úvahu náročnost výpočtů i přesnost výsledků. V příloze 1 jsou porovnány DMT Krkonoš v různých rozlišeních, z něhož je vidět, že menší rozlišení způsobuje zkreslení a neodpovídá přesně realitě, ale velké rozlišení může být až příliš náročné na výpočty a pokud vstupují do modelu i jiná data, je třeba brát v úvahu i rozlišení ostatních vstupních dat. S ohledem na přesnost výstupu a náročnost výpočtů, je v praktické části použit DMT s rozlišením 50 m.

2.3 Výsledky

Základem interpolace teploty vzduchu je nadmořská výška vyjádřená vertikálním teplotním gradientem. Obr. 21 zobrazuje průběh průměrného denního teplotního gradientu během roku. Z obr. 21 je vidět, že gradient je výrazně jiný pro různá roční období. Na jaře je teplotní gradient dokonce více než dvakrát větší než během zimních měsíců.



Obr. 21 - Průběh průměrného denního teplotního gradientu během roku.

Porovnání různých metod je uvedeno v příloze 3, výsledky platí pro vybrané dny roku 2010/2011. Z tabulky v příloze 3 jsou patrné rozdílné výsledky při použití různých metod. Výrazné jsou i rozdíly mezi jednotlivými ročními obdobími a měsíci.

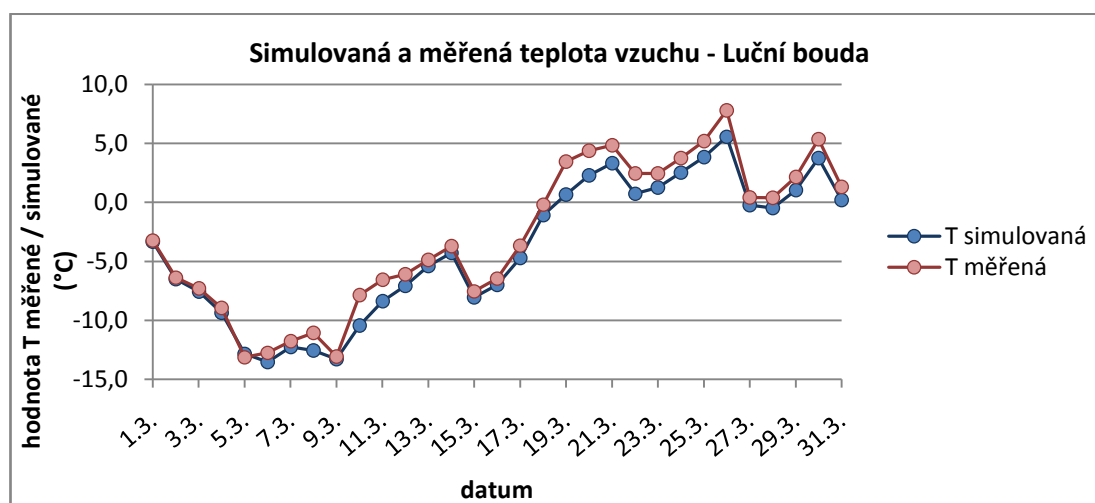
Výsledky metod se liší mezi jednotlivými dny, vybranými pro analýzu, ale lze je zobecnit tak, že ve většině případů se jako lepší jeví použití environmentálního teplotního gradientu než globálního a teploty odvozené interpolací z dat z meteorologických než použití pouze jedné hodnoty průměrné teploty pro všechny stanice. Globálnímu teplotnímu gradientu se hodnoty environmentálního gradientu více blíží během pozdní zimy, resp. při nástupu jara. V tomto období jsou také oproti jiným měsícům jen malé rozdíly mezi výsledky metod uvažujících environmentální, resp. globální vertikální teplotní gradient (příloha3).

Verifikace nejlépe vycházejícího modelu (M1) na nezávislých datech – dlouhodobá verifikace na stanicích Pec. P Sněžkou a Luční bouda je zobrazena na obr. 22 a 23. Tab. 1 ukazuje výsledky modelů při validaci na nezávislých datech za inverzních podmínek. Pro nezávislá data ze stanice Luční bouda vychází výsledky relativně dobře, zatímco při validaci na datech ze stanice v Peci p. Sněžkou je rozdíl mezi odhadovanou a měřenou teplotou téměř 12°C.

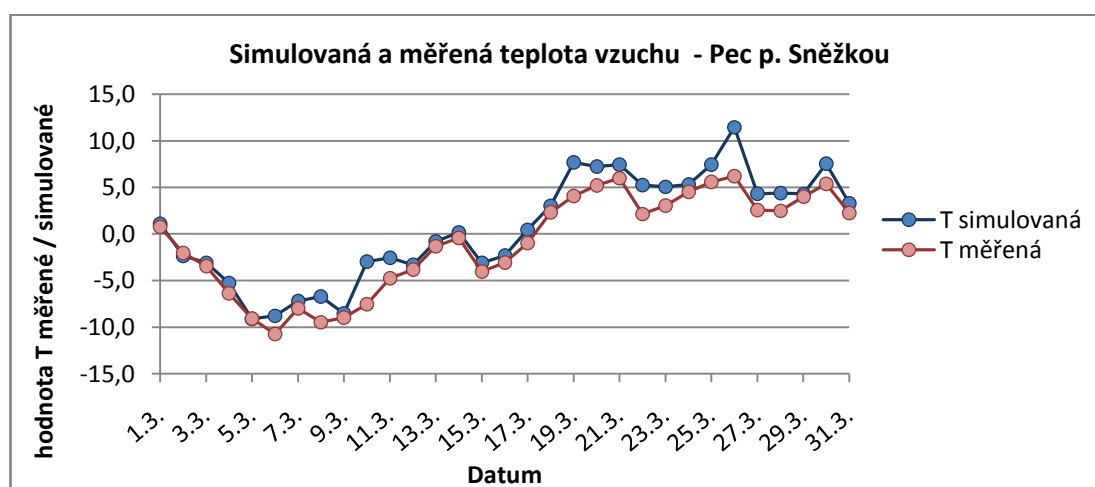
Metoda - vstupy	Nezávislá stanice	Odchylka nezávislé stanice	Vertikální teplotní gradient	Datum, podmínky
Teplota interpolovaná ze stanic + environmentální gradient	Luční bouda	-0,063	1,015	1/2/2011
Teplota interpolovaná ze stanic + environmentální gradient	Pec p. Sněžkou	11,853	1,023	inverze

Tab. 1 - Verifikace model teploty na nezávislých datech při inverzních podmínkách

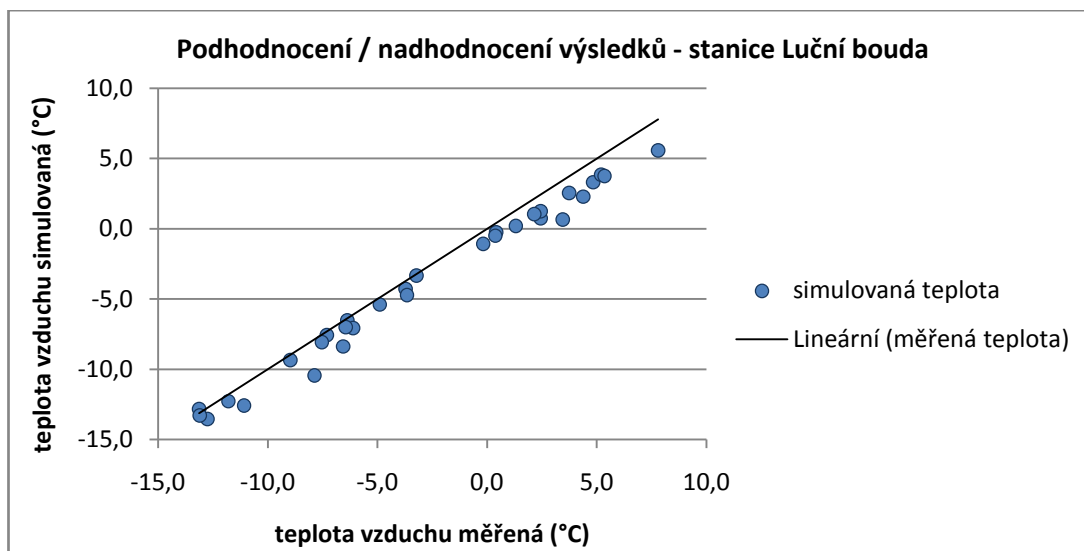
Obr.22 a 23 porovnávají měřené hodnoty na stanici Luční bouda a Pec p. Sněžkou s interpolovanými daty v rámci 1 měsíce, března roku 2010. Z obr. 22,23 a také 26 a 27 je vidět, že výsledky modelu se pro jednotlivé stanice výrazně liší. Pro Luční boudu model výsledky podhodnocuje, zatímco pro Pec p. Sněžkou jsou výsledky naopak nadhodnocené (obr. 24 a 25).



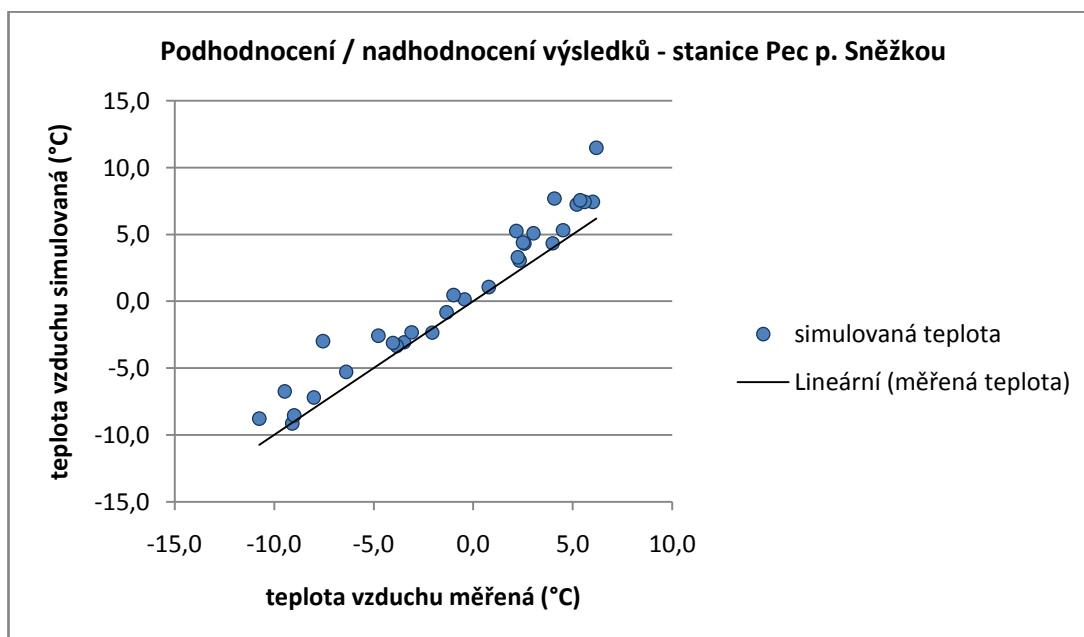
Obr. 22 - Průběh simulované a měřené teploty - nezávislá stanice Luční bouda, březen 2010



Obr. 23 - Průběh simulované a měřené teploty - nezávislá stanice Pec p. Sněžkou, březen 2010

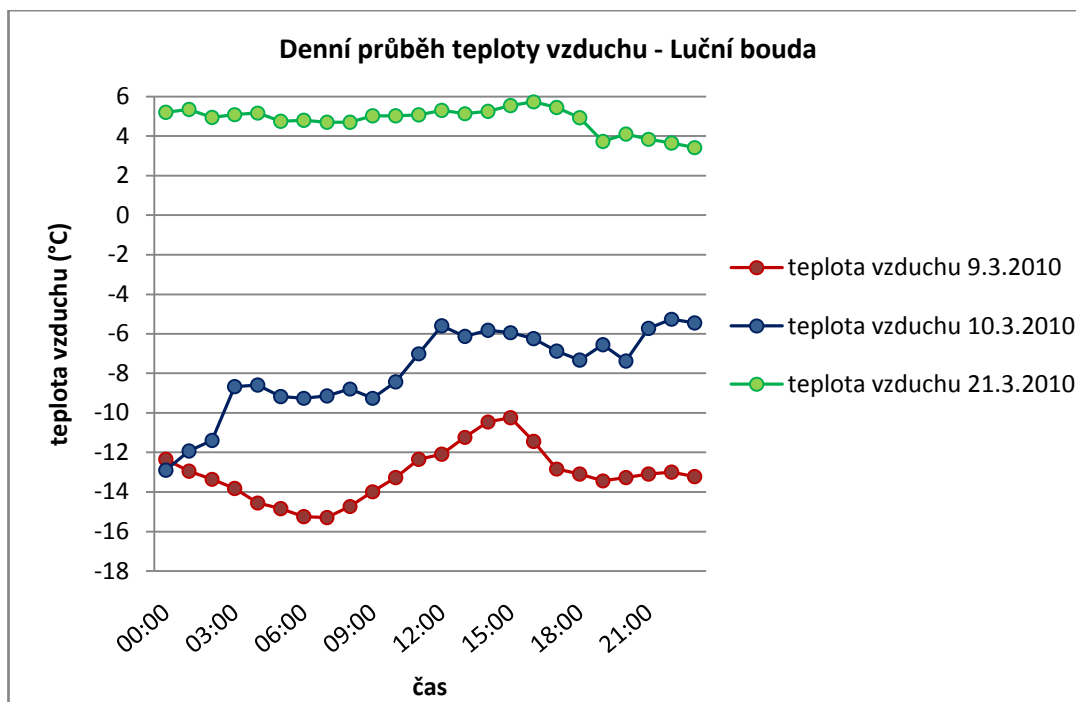


Obr. 24 - Podhodnocení / nadhodnocení výsledků v rámci dlouhodobé verifikace - nezávislá stanice Luční bouda, březen 2010

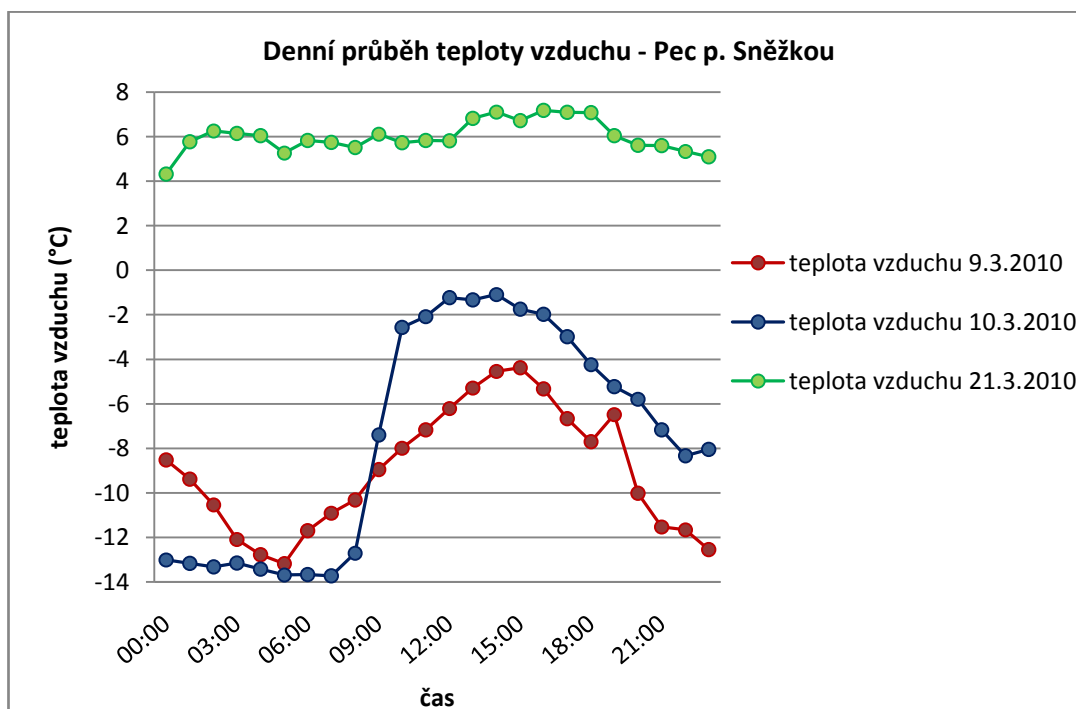


Obr. 25 - Podhodnocení / nadhodnocení výsledků v rámci dlouhodobé verifikace - nezávislá stanice Pec p. Sněžkou, březen 2010

Obr. 26 a 27 zobrazují průběh teploty na stanicích Luční bouda a Pec p. Sněžkou během vybraných konkrétních dnů s různými meteorologickými podmínkami (pozorovanými na stanici Luční bouda) - 9.3.2010 a 10.3.2010 – malý výskyt oblačnosti; 21.3.2010 - maximální výskyt oblačnosti během celého dne.



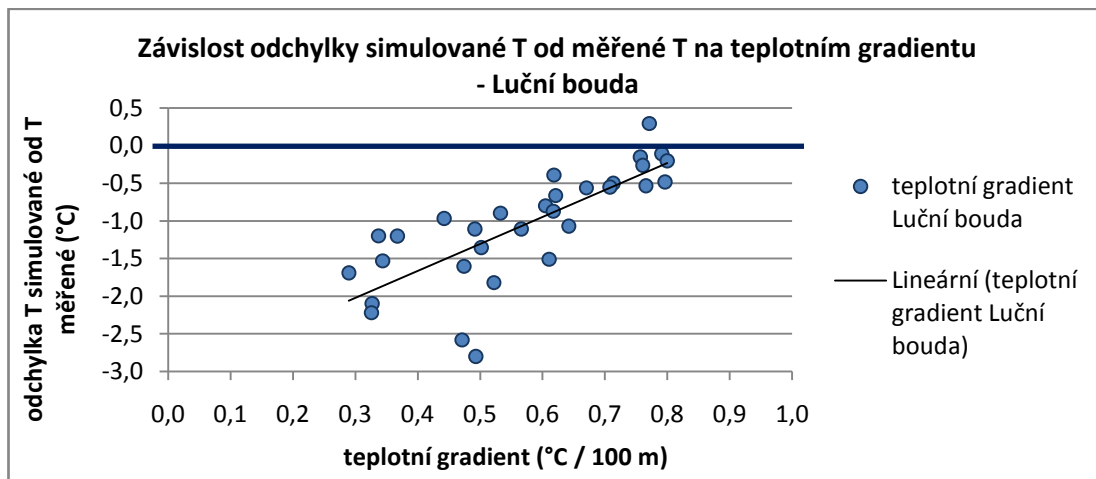
Obr.26 – Denní průběh teploty vzduchu – stanice Luční bouda



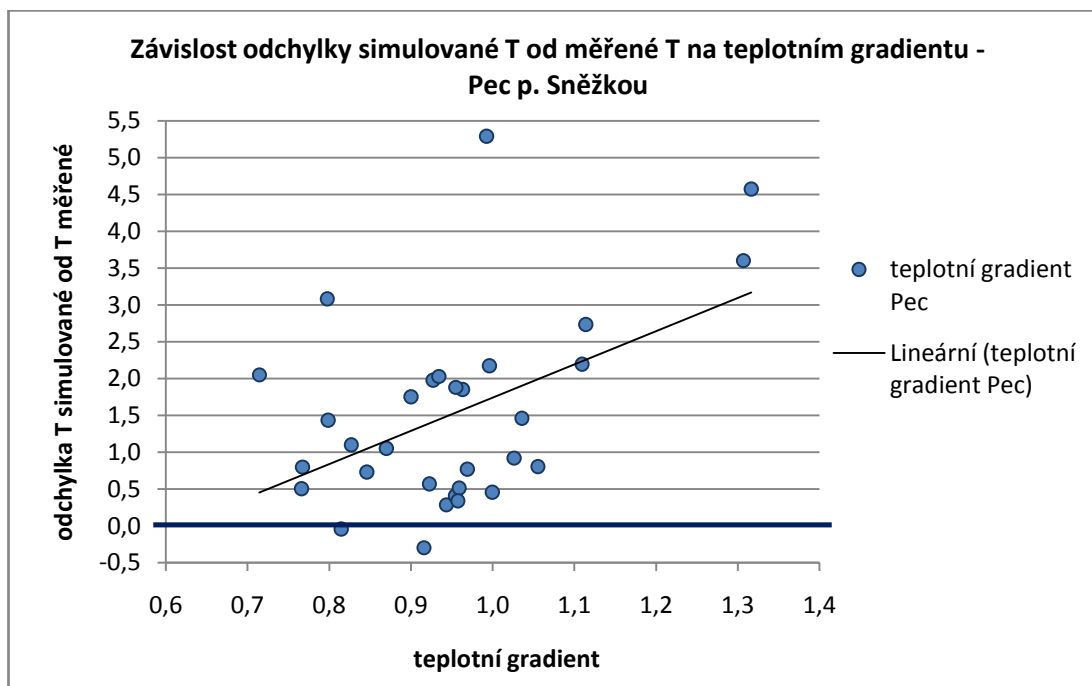
Obr. 27 – Denní průběh teploty vzduchu – stanice pec p. Sněžkou

Teplotní gradient vykazuje podle obr. 28 pro Luční boudu vztah s odchylkou simulované teploty od teploty měřené. Podle obr. 28 je nižší hodnota teplotního gradientu spojena s větší odchylkou simulované teploty od měřených dat, zatímco odchylky blíží se nule souvisí s větším teplotním gradientem a nižšími, často zápornými teplotami vzduchu. Naopak pro Pec p. Sněžkou není závislost mezi teplotním gradientem a odchylkou

simulované teploty od měřené příliš výrazná (obr.29). Samotný teplotní gradient se také značně liší mezi validací modelu na jednotlivých stanicích – pro validaci modelu na stanici Luční bouda je průměrný měsíční teplotní gradient $0,57^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ nadmořské výšky zatímco pro validaci modelu na stanici Pec p. Sněžkou platí hodnota $0,95^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ nadmořské výšky. Podrobný popis výsledků je v příloze 4.



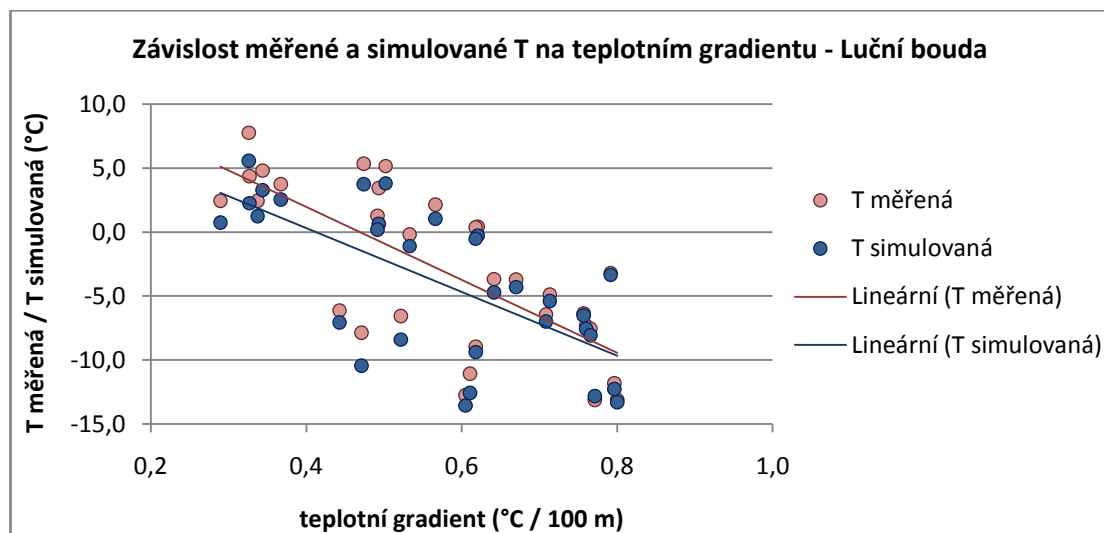
Obr. 28 - závislost odchylky T simulované na teplotním gradientu - Luční bouda



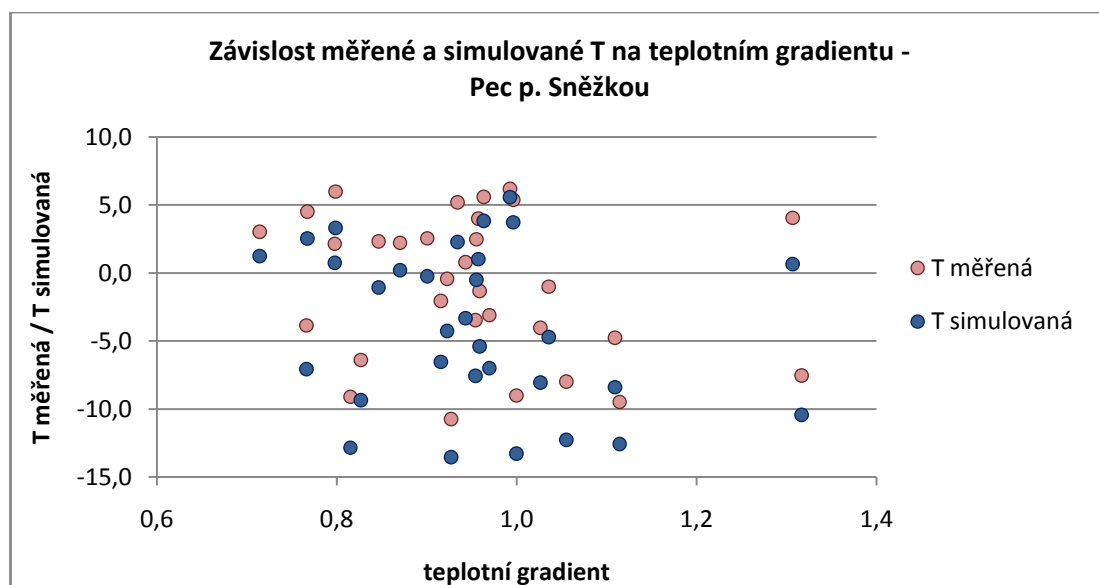
Obr. 29 - Závislost odchylky simulované teploty od měřené na teplotním gradientu - Pec p. Sněžkou

Jak je vidět z obr. 28 a 29, při validaci modelu na nezávislých datech, jsou velmi výrazné rozdíly nejen v odchylkách simulované teploty od měřené, ale i v samotném teplotním gradientu. V případě validace na nezávislé stanici Luční bouda má teplotní gradient výrazně nižší hodnoty než v případě, kdy je nezávislou stanicí Pec p. Sněžkou.

Z obr.30a částečně také z obr. 31 lze vyčíst určitý vztah mezi teplotním gradientem a samotnou teplotou vzduchu. Z výsledků lze předpokládat, že vyšší vertikální teplotní gradient obvykle souvisí s nižšími teplotami a naopak.

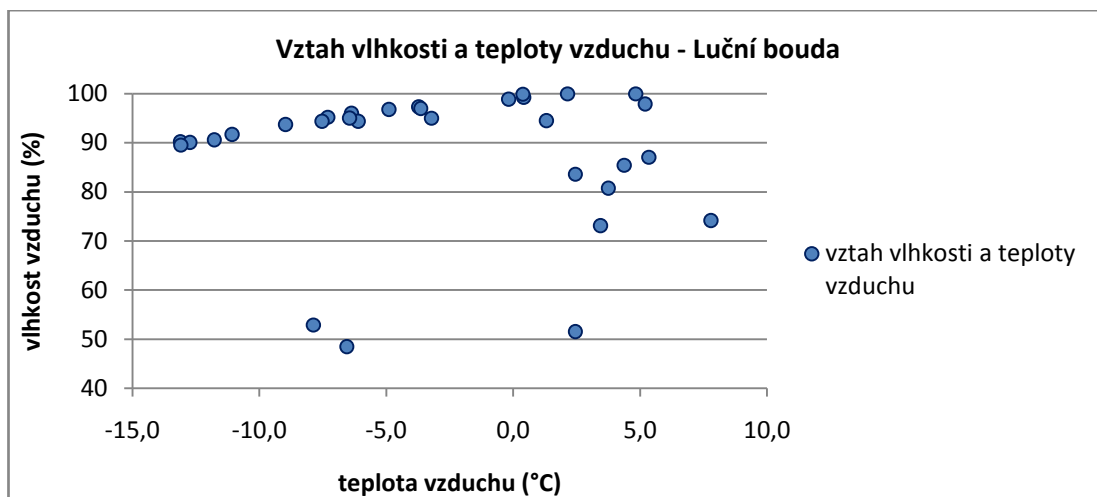


Obr.30 - Závislost měřené a simulované teploty na teplotním gradientu - Luční bouda, vztaženo k průměrným denním hodnotám teploty a gradientu v rámci měsíce března 2010

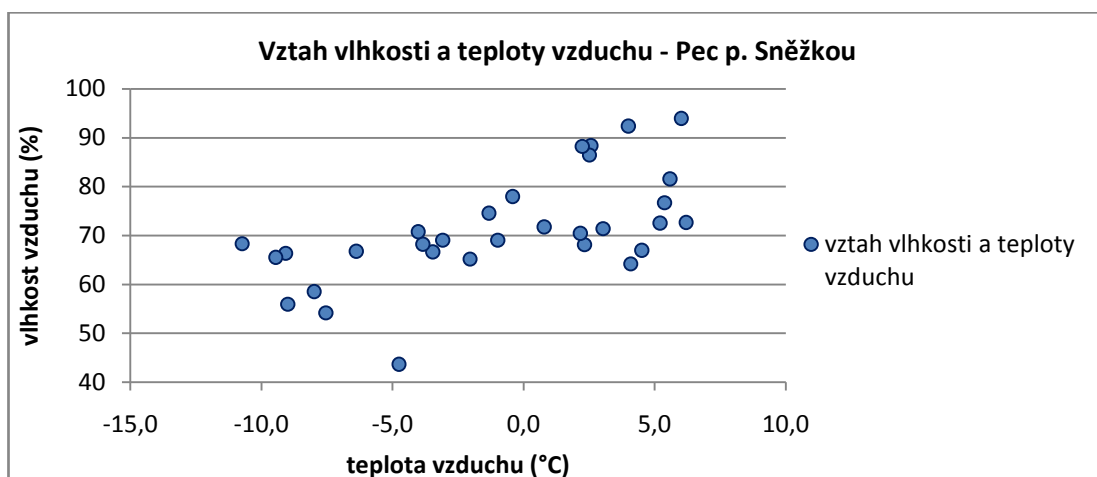


Obr.31 - závislost měřené a simulované teploty na teplotním gradientu - Pec p. Sněžkou, vztaženo k průměrným denním hodnotám teploty a gradientu v rámci měsíce března 2010

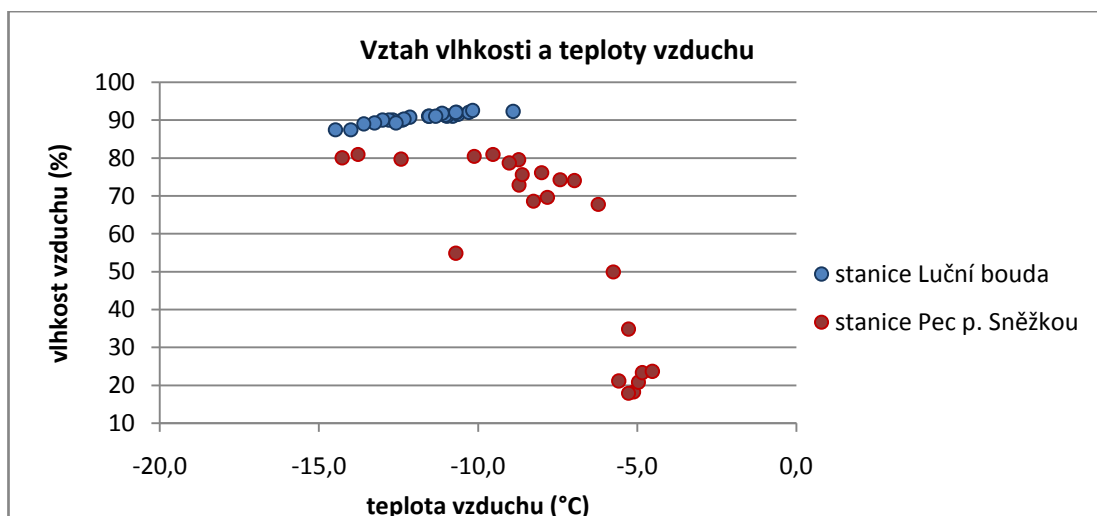
Z dostupných dat pro březen 2015 vyplývá určitá, ne příliš výrazná, závislost teploty a vlhkosti vzduchu, která je navíc odlišná pro jednotlivé stanice (obr. 32, 33 a 34).



Obr.32 – Vztah vlhkosti a teploty vzduchu na stanici Luční bouda, vztaheno k průměrným denním hodnotám vlhkosti a teploty v rámci měsíce března 2010

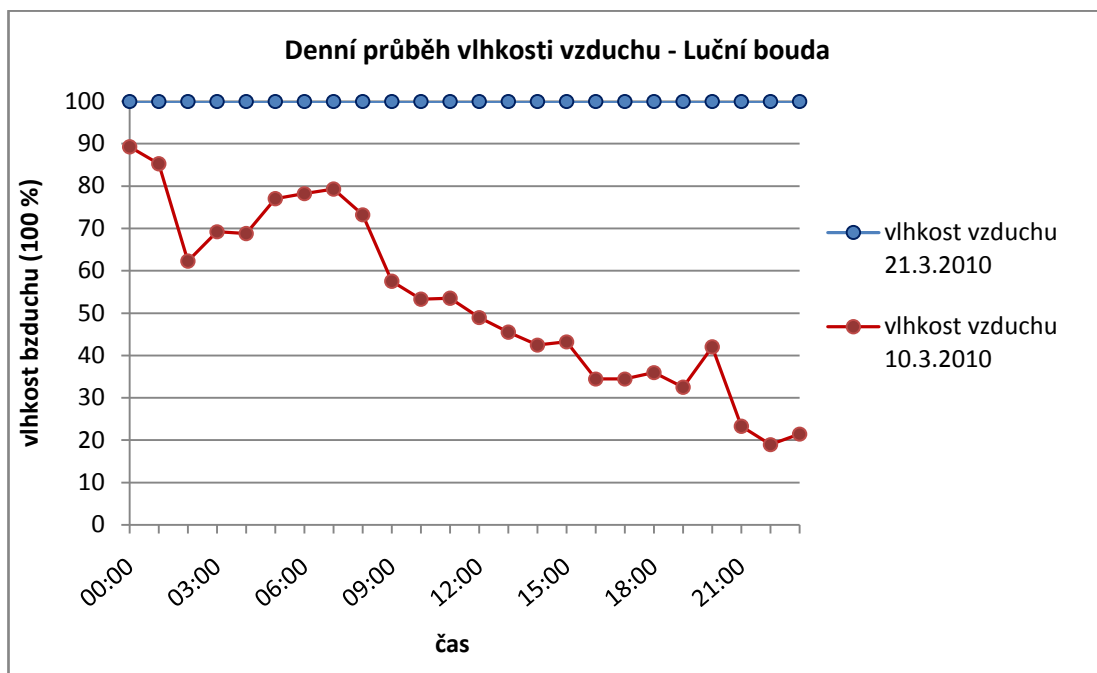


Obr.33 – Vztah vlhkosti a teploty vzduchu na stanici pec p. Sněžkou, vztaheno k průměrným denním hodnotám vlhkosti a teploty v rámci měsíce března 2010

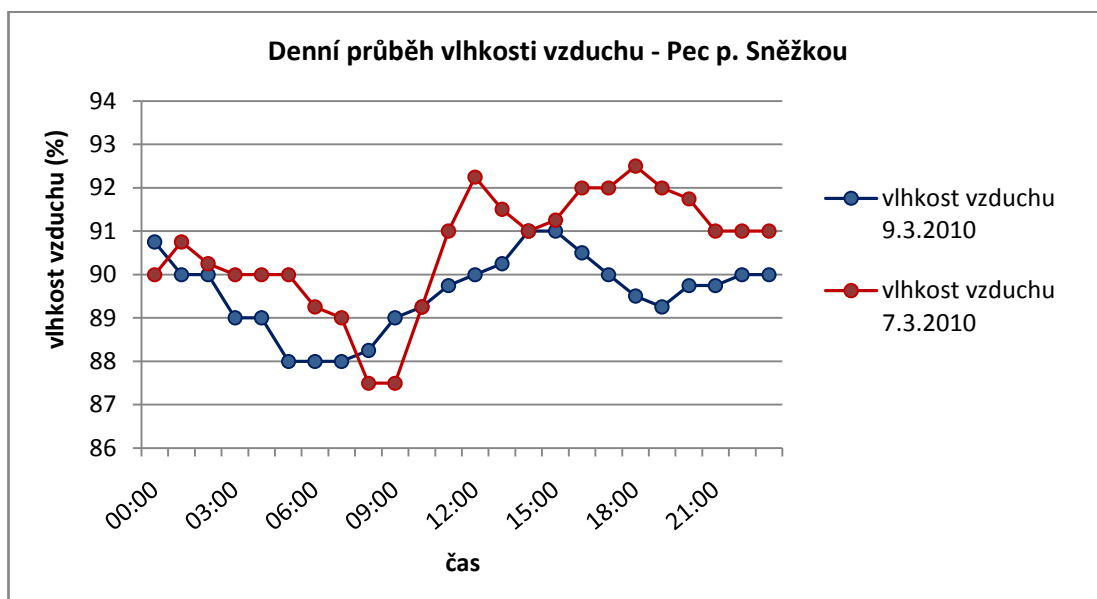


Obr. 34 - Denní průběh vlhkosti a teploty vzduchu, den s malou oblačností, 7.3.2010

Vlhkost se nemění pouze v rámci měsíce ale i během jednotlivých dnů. Průběh vlhkosti vzduchu pro vybrané konkrétní dny zobrazuje obr. 35 a 36.



Obr.35 – Denní průběh vlhkosti vzduchu, dny se zvýšenou oblačností – stanice Luční bouda



Obr.36 – Denní průběh vlhkosti vzduchu, dny s malým výskytem oblačnosti – stanice Luční bouda

Vertikální teplotní gradient se mění i během jednotlivých dní vlivem střídání dne a noci. Ve dne, kdy dopadají na Zemi sluneční paprsky, má vertikální teplotní gradient obecně větší hodnoty než v noci. Noční teplotní gradient může být i 2x menší než teplotní gradient během osluněné části dne.

Přílohy 5 až 8 vztahující se k analýze slunečního záření ukazují jasně patrné rozdíly mezi oblastmi, na které dopadá sluneční záření a naopak plochami, které jsou zastíněny okolním terénem a sluneční záření na ně tak může dopadat jen ve formě rozptýleného záření. Příloha 5 zobrazuje délku slunečního svitu v rámci 24 hodin, resp. dobu, kdy na povrch dopadá přímé sluneční záření. I na této mapě jsou vidět značné rozdíly mezi osluněným a zastíněným terénem a mezi různě orientovanými svahy. V rámci dne je patrný i rozdíl oslunění různě orientovaných svahů – na jižní svahy dopadá více slunečního záření než na severní svahy. Celkové množství slunečního záření dopadajícího na povrch Země během 24 hodin je zobrazeno v příloze 5, zahrnuje jak přímé, tak i nepřímé sluneční záření. V příloze 6 je zobrazeno zvláště přímé a nepřímé sluneční záření v rámci 24 hodin. K výrazným změnám v množství dopadajícího slunečního záření dochází mj. během dne – v příloze 7 je vidět průběh oslunění Země v rámci 1 vybraného dne. Množství dopadajícího slunečního záření se mění také v rámci roku, příloha 8 proto porovnává celkové množství slunečního záření pro různé dny, tj. i pro rozdílné polohy Slunce na obloze. Z výsledků je patrné, že během roku se množství slunečního záření dopadajícího na zemský povrch značně mění. Během léta dopadá na zemský povrch i více než dvojnásobek toho, co na jaře nebo na podzim.

Z výsledků analýzy slunečního záření je vidět, že členitý terén způsobuje značné rozdíly v dopadajícím celkovém i přímém, resp. rozptýleném (nepřímém) slunečním záření. V přílohách jsou pro demonstraci zvýrazněna místa, na které přímé sluneční záření nedopadá v podstatě po celý rok (modré ohraničení) a také místa, kde se dopadající sluneční záření výrazně mění během dne, tedy relativně krátké doby (oranžové ohraničení).

2.4 Diskuze

Použitá vstupní data z meteorologických stanic jsou snadno zpracovatelná, lze je využít k různým analýzám i jako vstupní data pro modelování teploty.

Z analýzy dat vyplývá vysoká variabilita environmentálního vertikálního teplotního gradientu průměrné denní teploty vzduchu během roku – nejvyšší je během jara a poté klesá během léta a podzimu, nejnižší hodnoty gradientu jsou v zimě (obr.21). Ke stejným výsledkům došli např. Dobrowski et al. (2009) nebo Tang et Fang (2006).

Pro samotné modelování teploty vzduchu je použita metoda založená na jednoduchých, všeobecně známých principech. Jako nejlepší se jeví model využívající teplotu odvozenou z měřených dat a environmentální teplotní gradient (M1). Tento model díky tomu nejlépe odráží lokální podmínky. Výsledky této práce tak potvrzují významnost lokálních a aktuálních podmínek, na které upozorňuje Chung et Jun (2004) nebo Lookingbill et Urban (2003). Důležitost lokálních podmínek je patrná i z odchylek odhadované teploty na jednotlivých sledovaných stanicích.

Největší odchylky odhadované teploty má u většiny modelů stanice Pec p. Sněžkou, umístěná ve specifické lokalitě horského údolí, kde se zjevně projevují další lokální faktory spolu s nadmořskou výškou. Výraznější odchylky na stanici Labská bouda mohou být způsobeny větší vzdáleností od ostatních sledovaných stanic a také vlivem západního proudění vzduchu, typického pro Krkonošské pohoří. Pro zpřesnění výsledků modelu by bylo dobré uvažovat toto proudění způsobující teplotní gradient v západovýchodním směru. Specifická je i stanice Vrchlabí ležící v podhůří Krkonoš a v porovnání s ostatními stanicemi v zemědělské otevřené krajině. Sněžka je charakteristická svou nadmořskou výškou a polohou, osamoceně vystupuje nad okolní terén a její vrchol s meteorologickou stanicí je vystaven vlivům počasí ze všech světových stran.

Model teploty vzduchu pro některé meteorologické podmínky poskytuje relativně přesný odhad teploty na sledovaných stanicích, při jiných podmínkách má ale relativně velké výkyvy, což opět poukazuje na vliv dalších, neuvažovaných faktorů. Validace tohoto modelu za inverzních podmínek opět zdůrazňuje lokální charakteristiky a ukazuje na jeho nedostatky - pro specifickou oblast horského údolí, v němž leží Pec p. Sněžkou, nelze s úspěchem využít předložené metody. Lokální podmínky a jejich interakce jsou tak evidentně nejdůležitější proměnnou při modelování přírodních podmínek a procesů.

Dlouhodobá validace modelu na nezávislých datech – stanice Luční bouda a Pec p. Sněžkou – ukazuje na nedostatečnost sítě měřících míst a významnost lokálních faktorů.

V případě validace na datech z Luční boudy jsou odchylky simulované teploty vzduchu od měřené méně výrazné než při validaci na stanici Pec p. Sněžkou. Luční bouda lépe reprezentuje svoji polohu a nadmořskou výšku zatímco Pec p. Sněžkou má obvykle nižší teplotu vzduchu než by odpovídalo její nadmořské výšce. Při validaci na datech z Pece p. Sněžkou má teplotní gradient výrazně vyšší hodnoty, což také může přispívat k odchylkám simulované teploty od měřené. Odchylky simulované teploty od měřených hodnot na Luční boudě a v Peci p. Sněžkou ukazují na vliv dalších, lokálních, a v modelu nezahrnutých, faktorů.

Během března 2010 byly zaznamenány některé dny s výrazně vyššími odchylkami, které mohou souviset s aktuálními lokálními meteorologickými podmínkami (obr. 22 a 23, podrobněji příloha 4), např.:

- 10.3.2010 byla na Luční boudě naměřena nízká vlhkost (jen necelých 53 % oproti obvykle hodnotě kolem 90 %), během dne byla pozorována jasná obloha, tyto jevy poukazují na výrazný vliv slunečního záření;
- 20.3.2010 byla naměřena relativně vyšší teplota na Labské boudě, to mělo za následek snížení hodnoty teplotního gradientu, což podle výsledků často souvisí i s větší odchylkou měřených a simulovaných dat.

Nejmenší odchylky byly během března 2015 zaznamenány ve dnech, kdy v podhůří bylo méně oblačnosti než na hřebenech hor. Oblačnost jistě bude hrát určitou roli při modelování teploty vzduchu, ale pouze s daty o procentu pokrytí oblohy oblačností a bez podrobnějších dat o její charakteristice (nízká/vysoká apod.), je obtížné dávat oblačnost do konkrétnějších souvislostí. Data o oblačnosti jsou navíc k dispozici pouze z Labské a Luční boudy, Vrchlabí, ale ne pro Pec p. Sněžkou a samotnou Sněžku. Vzhledem k variabilitě zájmového území by bylo dobré mít k dispozici podrobnější data.

Meteorologickou situaci lze částečně odvodit z denního rozsahu a průběhu teploty vzduchu a z hodnot vlhkosti vzduchu. Podle výsledků (obr.26 a 27) existuje určitý vztah mezi průběhem teploty vzduchu a oblačnosti v rámci dne, přesto se jedná spíše o doplňkový zdroj informací. Stejně tak vlhkost vzduchu částečně odráží aktuální výskyt oblačnosti (obr.35 a 36), ale opět z ní nelze odvodit přesné množství nebo charakter oblačnosti. Vlhkost je navíc v horách obecně velmi vysoká a nelze ji tak příliš využívat, především z dlouhodobého hlediska, ani k odvozování teploty vzduchu (obr. 32,33 a 34).

Menší odchylky za podmínek, kdy je na hřebenech větší oblačnost a sluneční záření tak příliš neohřívá zemský povrch a atmosféru, a také rozdíly teploty a vertikálního

teplotního gradientu mezi dnem a nocí, poukazují na vliv slunečního záření, které během dne ohřívá vzduch i zemský povrch a ovlivňuje tak amplitudu teploty. Významnost slunečního záření potvrzuje také studie Dobrowski et al. (2009), zaměřující se na variabilitu vlivu slunečního záření v čase nebo studie Chung et Jun (2004), která uvádí sluneční záření jako jeden z důležitých faktorů ovlivňujících teplotu vzduchu v horském terénu s komplexní topografií. Noční vertikální teplotní gradient může být ovlivněn i charakterem meteorologických stanic – meteorologická stanice v Peci p. Sněžkou je umístěna v typickém horském údolí (obr. 15 a příloha 1), kde obvykle dochází k nočnímu proudění studeného vzduchu z okolních svahů, jak zmiňuje Bednář (2003). Díky tomu se teplotní rozdíly v porovnání se Sněžkou nebo Luční boudou částečně stírají. Naopak ve dne je údolí obvykle více chráněné před prouděním větrů, zahřívá se více než polohy na hřebenech hor, které jsou vystaveny drsnějším povětrnostním podmínkám, a rozdíly v teplotách jsou tak výraznější.

Pravděpodobnost vlivu sekundárních faktorů na teplotu vzduchu odpovídá závěrům Lookingbill et Urban (2003), kteří upozorňují na důležitost i dalších faktorů, než jen vertikálního teplotního gradientu. Studie Lookingbill et Urban (2003) tak potvrzuje názor vycházející z výsledků této práce, že zejména v komplexním prostředí mají lokální faktory nezanedbatelný vliv na teplotu vzduchu, a odhady teploty uvažující variabilitu lokální podávají lepší výsledky.

Vzhledem k vysoké variabilitě vertikálního teplotního gradientu během roku (obr.21) i v rámci střídání noci a dne je složité a náročné využívat k výpočtům environmentální teplotní gradient. Blandford et al. (2008) navíc dodává, že z řady dosavadních studií vyplývá kromě samotné variability tohoto faktoru i variabilita vlivu vertikálního teplotního gradientu na teplotu vzduchu.

Podle analýzy slunečního záření se jeho množství a intenzita v zeměpisných šířkách ČR výrazně liší během ročních období (příloha 8). Dobrowski et al. (2009) ve své studii zmiňuje významnost slunečního záření během zimních měsíců, kdy je Slunce nízko nad obzorem a rozdíly teplot na osluněném a zastíněném místě jsou vyšší. To potvrzují i výsledky této práce, kdy modely uvažující pouze faktor nadmořské výšky a žádný jiný, dávají přesnější výsledky v létě při porovnání se zimním obdobím. Také analýza zastínění povrchu okolním terénem ukazuje, že během zimy jsou výraznější rozdíly mezi osluněnou a neosluněnou částí povrchu.

V rámci dne je z výsledků (příloha 7) patrný i rozdíl oslunění různě orientovaných svahů. Prostorovou i časovou variabilitu teplotního gradientu lze dát do souvislosti s analýzou slunečního záření, kdy severní svahy mají větší rozdíly v dopadajícím slunečním záření během roku, zatímco jižní svahy jsou osluněny relativně rovnoměrně během všech měsíců (příloha 9). K podobným výsledkům došla i studie Tang et Fang (2006) - na jižní svahy dopadá více slunečního záření než na severní svahy a diurnální rozsah teploty je tak na jižních svazích větší než na severních, rozsah teplotního gradientu je větší na severních než na jižních svazích.

2.5 Závěr

V rámci této práce byly shrnuty poznatky o teplotě vzduchu a faktorech, které ji ovlivňují, a také o interpolačních metodách, využívaných k odhadování teploty i jiných meteorologických dat. V praktické části byl vytvořen model teploty, pro zájmové území v oblasti Krkonoš, zahrnující lokální topografii a byl zdůrazněna analyzován vliv dalších faktorů ovlivňujících teplotu vzduchu.

Podle všech dosavadních poznatků a výsledků této práce je pro teplotu vzduchu nejdůležitějším faktorem nadmořská výška vyjádřená vertikálním teplotním gradientem. Ve většině případů se jako lepší jeví použití environmentálního teplotního gradientu než globálního a teploty odvozené pro každou stanici zvláště místo použití jedné průměrné hodnoty. Odchytky odhadované teploty od měřené závisí na použité metodě, míře specifičnosti daného místa a také na aktuálních meteorologických podmínkách.

Výsledky této práce jsou vztaženy pouze k pilotní zájmové oblasti a jejím specifickým podmínkám - pokud by se použitá metoda využila v jiné oblasti, výsledky by pravděpodobně byly v určité míře odlišné. Lze ale předpokládat, že princip použité metody by bylo možné aplikovat na území s obdobnými podmínkami, jaké má pilotní oblast.

Jako nejvýznamnější faktor se podle dosavadních studií a výsledků této práce jeví sluneční záření v kombinaci s lokálními podmínkami (sklonem a směrovou orientací terénu) a aktuální meteorologickou situací. Jednoduchá analýza meteorologické situace a slunečního záření při uvážení lokální topografie v zájmové oblasti může přispět k lepšímu pochopení procesů a také zpřesnit výsledky modelů. Při dalším modelování teploty vzduchu je proto důležité zaměřit se i na sekundární faktory, jejichž vliv nemusí být patrný na první pohled, a přesto jsou důležitou charakteristikou oblasti a jejich přírodních a meteorologických podmínek. Tyto faktory, jejich vliv a vzájemné propojení je třeba nadále zkoumat, pokud chceme pochopit a simulovat přírodní procesy.

Pro modelování je velmi důležitá přesnost a dostupnost vstupních dat. I v současnosti se stále potýkáme s nedostatkem měřících stanic a jejich řídkým rozmístěním. Data z těchto stanic proto nemusí dostatečně přesně reprezentovat větší oblasti. Tento problém je nejintenzivnější v těžko přístupném horském terénu, kde by bylo kvůli členitému reliéfu potřeba hustá síť stanic a navíc je v těchto místech obtížné meteorologické stanice instalovat a starat se o jejich funkčnost. Vytvoření hustší sítě měřících stanic by mohl být jeden ze způsobů, jak vylepšit modelování teploty vzduchu.

Přehled literatury a použitých zdrojů:

1. Barry R.G. (1992): Mountain, weather and climate. Routledge, London.
2. Barry R.G. et Chorley R.J. (1998): Atmosphere, weather and climate. Routledge, London.
3. Bednář J. (2003): Meteorologie. Portál, Praha.
4. Bednář J. et Zikmnuda O. (1985): Fyzika mezní vrstvy atmosféry. Academia, Praha.
5. Beniston M., Diaz H.F. et Bradley R.S. (1997): Climatic change at high elevation sites: an overview. *Climatic Change* 36: 233–251.
6. Blandford T. R., Humes K. S., Harshburger B. J., Moore B. C. et Walden V. P. (2008): Seasonal and synoptic variation in near-surface air temperature lapse rates in a mountainous basin. *American meteorological society* 2008, vol. 47: 249-251.
7. Bojanowski J. S., Vrieling A. et Skidmore A.K (2014): A comparison of data sources for creating a long-term time series of daily gridded solar radiation for Europe. *Solar Energy* 99: 152–171.
8. Bolstad P.V., Swift L., Collins F. et Regniere J. (1998). Measured and predicted air temperatures at basin to regional scales in the southern Appalachian mountains. *Agricultural and Forest Meteorology* 91: 161-176.
9. CM SAF (2014): The Satellite Application Facility on Climate Monitoring. Online: http://www.cmsaf.eu/EN/Home/home_node.html, cit. 8.12.2015.
10. ČHMÚ (2015): Praha Klementinum. Český hydrometeorologický ústav. Online: http://www.chmi.cz/portal/dt?menu=JSPTabContainer/P4_Historicka_data/P4_1_Pocasi/P4_1_6_Praha_Klementinum, cit. 16.9.2015.
11. ČMeS (2015): Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Česká meteorologická společnost. Online: <http://slovník.cmes.cz/>, cit. 21.9.2015.
12. Daly et al. (2008): Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous United States. *International Journal of Climatology* 28: 2031–2064.
13. Diaz H.F., Grosjean M. et Graumlich L. (2003): Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future. In Beniston M. [eds]: *Advances in Global Change Research*, vol. 15: 1-4.
14. Dobrowski S. Z., Abatzoglou J. T., Greenberg J. A. et Schladow S.G. (2009): How much influence does landscape-scale physiography have on air temperature in a mountain environment? *Agricultural and Forest Meteorology* 149: 1751–1758.

15. Dodson, R. et Marks, D. (1997): Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. *ClimateResearch*, vol.8: 1-20.
16. ESRI (2015): GIS Dictionary – Interpolation. Environmental Systems Research Institute. Online: <http://support.esri.com/en/knowledgebase/GISDictionary/term/interpolation>, cit. 8.12.2015.
17. Faltysová H., Mackovčín P., Sedláček M. et al. (2002): Královehradecko. In: Mackovčín P. et Sedláček M. [eds]: Chráněná území ČR, svazek V. Agentury ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha, 410 s.
18. Hendl T. (2009): Practicalguide to Geostatisticalanalysis. Online: http://spatial-analyst.net/book/system/files/Hengl_2009_GEOSTATE2c1w.pdf, cit. 1.10.2015.
19. Holdaway M. R. (1996): Spatial modeling and interpolation of monthly temperature using kriging. *Climate research* 6: 215-225.
20. Houlding S. W. (1994): 3D Geoscience Modeling, Computer Techniques for Geological Characterization. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg.
21. Chai H., Cheng W., Zhou CH., Chen X., Ma X. et Zhao S. (2011): Analysis and comparison of spatial interpolation methods for temperature data in Xinjiang Uygur Autonomous Region, China. *Natural Science* vol.3, No.12:999-1010.
22. Chung U. et Jun J.I.(2004): Solar irradiance-correctedspatial interpolation of hourly temperature in complex terrain. *Agricultural and Forest Meteorology* 126: 129–139.
23. INFOMET (2010): Mrazové kotliny a mrazy v létě. Informačnístránky Českého hydrometeorologickéhoústavu. Online: <http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1283981657>, cit. 17.9.2015.
24. Jeník J. (2008): Anemo-orografickésystémy v evropských pohořích. *Geografické rozhledy* 2/08-0: 4-7.
25. Jochen A. (2007): Key Concepts and Techniques in GIS. SAGE Publications Ltd.. London.
26. Klabzuba J. et Kožnarová V. (2009a): Aplikovaná meteorologie a klimatologie I. Díl. Historie a současnost, čas a kalendáře. ČZU.
27. Klabzuba J. et Kožnarová V. (2009b): Aplikovaná meteorologie a klimatologie IV. Díl. Záření Slunce, Země a atmosféry. ČZU.
28. Klabzuba J. et Kožnarová V. (2009c): Aplikovaná meteorologie a klimatologie V. Díl. Bilance tepla na aktivním povrchu, teplota půdy, vzduchu a vody. ČZU.
29. Klabzuba J. et Kožnarová V. (2009d): Aplikovaná meteorologie a klimatologie VI. Díl. Voda v atmosféře, výpar, vlhkost vzduchu, půdy a materiálu. ČZU.
30. KRNP (2010): Krkonošský národní park – Přírodní poměry. Krkonošský národní park. Online: <http://www.krnapp.cz/prirodni-pomery/>, cit. 17.9.2015.

31. Kurtzman D. et Kadmon R. (1999): Mapping of temperature variables in Israel: a comparison of different interpolation methods. *Climate Research*, Vol. 13: 33–43.
32. Liang S., Wang K., Zhang X. et Wild M. (2010): Review on Estimation of Land Surface Radiation and Energy Budgets From Ground Measurement, Remote Sensing and Model Simulations. *IEEE Journal of selected topics in applied earth observations and remote sensing*, vol. 3, no. 3: 225-240.
33. Liang S., Yao Y. et Xu T. (2013): Remote sensing data products for land surface data assimilation system application. In Liang S., Li X. et Xie X. [eds]: *Land surface observation, modeling and data assimilation*. World scientific publishing Co.: 1-43.
34. Li J. et Heap A.D. (2008): A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists. *Geoscience Australia, Record 2008/23*.
35. Lookingbill T. R. et Urban D. L. (2003): Spatial estimation of air temperature differences for landscape-scale studies in montane environments. *Agricultural and Forest Meteorology* 114: 141-151.
36. Mitáš L. et Mitášová H. (1993): Interpolation by Regularized spline with tension: I. Theory and implementation. *Mathematical geology*. Vol. 25, No. 6: 641-655.
37. Mitášová H., Overtone M. et Harmon R. S. (2005): Geospatial analysis of a coastal sand dune field evolution: Jockey's Ridge, North Carolina. *Geomorphology* 72: 204-221.
38. NASA (2014). Mission: Science—The Earth's radiation budget. National Aeronautics and Space Administration. Online: http://missionscience.nasa.gov/ems/13_radiationbudget.html, cit. 17.9.2015.
39. NASA (2015): MODIS. National Aeronautics and Space Administration. Online: <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/>, cit. 17.9.2015.
40. NSIDC (2015): Advancing knowledge of Earth's frozen regions. Thermodynamics: Albedo. National Snow and Ice Data Center. Online: <https://nsidc.org/cryosphere/seaice/processes/albedo.html>, cit. 16.9.2015.
41. Quitt E. (1971): Klimatické oblasti Československa. *Academia, Studia Geographica* 16, GÚ ČSAV v Brně.
42. Reno M.J., Hansen C.W. et Stein J.S. (2012): Global Horizontal Irradiance Clear Sky Models: Implementation and Analysis. Sandia Report. Sandia National Laboratories. Online: http://energy.sandia.gov/wp-content/gallery/uploads/SAND2012-2389_ClearSky_final.pdf, cit. 7.12.2015.
43. Richardson A.D., Lee X. et Friedland A.J., (2004). Microclimatology of tree line spruce-fir forests in mountains of the northeastern United States. *Agricultural and Forest Meteorology* 125: 53–66.

44. Sluiter R. (2008): Interpolation methods for climate data - literature review. KNMI Intrn rapport; IR 2009-04. De Bilt.
45. Stahl K., Moore R.D., Floyer J.A., Asplin M.G. et McKendry I.G. (2006): Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology* 139: 224-236.
46. Škorpík J. (2015): Sluneční záření jako zdroj energie. Online: <http://www.transformacni-technologie.cz/slunecni-zareni-jako-zdroj-energie.html>, cit. 20.11.2015.
47. Štěpánek P., Zahradníček P. et Skalák R. (2011a): Technical series for various meteorological elements in the Czech republic: 1961-2010. In Šiška B., Hauptvogel M. et Eliašová M. [eds.]: *Bioclimate: Source and Limit of Social Development*, International Scientific Conference. 6th – 9th September 2011, Topoľčianky, Slovakia. Online: <http://www.cbks.cz/SbornikTopolcianky11/pdf/Stepanek.pdf>, cit. 20.11.2015.
48. Štěpánek P., Zahradníček P. et Huth R. (2011b): Interpolation techniques used for data quality control and calculation of technical series: an example of Central European daily time series. *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service (OMSZ)*, Vol. 115, No. 1-2: 87-98. Online: <https://www.met.hu/en/ismeret-tar/kiadvanyok/idojaras/index.php?id=34>, cit. 20.11.2015.
49. Štěpánek P., Zahradníček P. et Farda A. (2013): Experiences with data quality control and homogenization of daily records of various meteorological elements in the Czech republic in the period 1961-2010. *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service* vol. 117, No. 1: 123-141. Online: <https://www.met.hu/en/ismeret-tar/kiadvanyok/idojaras/index.php?id=82>, cit. 20.11.2015.
50. Tang Z. et Fang J. (2006). Temperature variation along the northern and southern slopes of Mt. Taibai, China. *Agricultural and Forest Meteorology* 139: 200–207.

Seznam a zdroje obrázků

- Obr. 1 - URL 1: Velká Stevensonova meteorologická budka (online) [cit. 20.11.2015], dostupné z <<http://www.meteoshop.cz/produkt/velka-stevensonova-meteorologicka-budka-s-kovovym-stojanem-a-schody/1011/>>
- Obr. 2 - Geometrie dopadajícího slunečního záření na obecnou osluněnou plochu (Škorpík 2015)
- Obr. 3 - URL 3: Pyranometr (online) [cit. 20.11.2015], dostupné z <https://badc.nerc.ac.uk/data/cardington/instr_v7/pyranometer.html>
- Obr. 4 - URL 4: Heliograf (online) [cit. 20.11.2015], dostupné z <http://ostrava_poruba.blogy.in-pocasi.eu/Heliograf-123935529.html>
- Obr. 5 - URL 5: Albedo (online) [cit. 20.11.2015], dostupné z <<http://oceanbites.org/sea-ice-and-albedo-should-we-be-worried/>>
- Obr. 6 - URL 6: Odrážené a emitované sluneční záření (online) [cit. 20.11.2015], dostupné z <http://missionscience.nasa.gov/ems/13_radiationbudget.html>
- Obr. 7 - URL 7: Radiační a energetická bilance Země (online) [cit. 20.11.2015], dostupné z <https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pedf/ps14/fyz_geogr/web/pages/03-prvky.html>
- Obr. 8 - URL 8: Fén(online) [cit. 20.11.2015], dostupné z <https://is.mendelu.cz/eknihovna/opory/zobraz_cast.pl?cast=12015>
- Obr. 9 - URL 9: Bóra (online) [cit. 20.11.2015], dostupné z <<http://blog.sme.sk/blog/12662/225092/5.png>>
- Obr. 10 - URL 10: Teplotní inverze (online) [cit. 20.11.2015], dostupné z <http://www.tyden.cz/rubriky/domaci/pocasi/na-horach-padaly-kvuli-inverzi-teplotni-rekordy-pres-20-stupnu_249562.html>
- Obr. 11 - Principy metody IDW Jochen (2007)
- Obr. 12 - Polynomické fce prvního a druhého řádu(Jochen 2007)
- Obr. 13 - Polynomické fce lokální a globální druhého řádu (Jochen 2007)
- Obr. 14 - Semivariance(Li et Heap 2008)
- Obr. 15 - Běžně užívané modely variogramu (Li et Heap 2008)
- Obr. 16 - Prostorová distribuce syntetických řad pro meteorologické stanice(Štěpánek et al. 2011a)
- Obr. 17 - URL 17: Podélný profil anemo-orografického systému (online) [cit. 20.11.2015], dostupné z <<http://ziva.avcr.cz/files/ziva/pdf/arktoalpinska-tundra-krkonos.pdf>>
- Obr. 18 - Pohled od východu a schéma aerodynamiky v širším obvodu náhorní planiny východních Krkonoš, okolních karů a Sněžky (Jeník J. 2008)
- Obr. 19 - Postup při modelování v prostředí Model Builder, ArcGIS
- Obr. 20 - Umístění meteorologických stanic
- Obr. 21 - Průběh průměrného denního teplotního gradientu během roku.
- Obr. 22 - Průběh simulované a měřené teploty - nezávislá stanice Luční bouda, březen 2010

- Obr. 23 - Průběh simulované a měřené teploty - nezávislá stanice Pec p. Sněžkou, březen 2010
- Obr. 24 - Denní průběh teploty vzduchu – stanice Luční bouda
- Obr. 25 - Denní průběh teploty vzduchu – stanice pec p. Sněžkou
- Obr. 26 - Závislost odchylky T simulované na teplotním gradientu - Luční bouda
- Obr. 27 - Závislost odchylky simulované teploty od měřené na teplotním gradientu - Pec p. Sněžkou
- Obr. 28 - Závislost měřené a simulované teploty na teplotním gradientu - Luční bouda, vztaženo k průměrným denním hodnotám teploty a gradientu v rámci měsíce března 2010
- Obr. 29 - Závislost měřené a simulované teploty na teplotním gradientu - Pec p. Sněžkou, vztaženo k průměrným denním hodnotám teploty a gradientu v rámci měsíce března 2010
- Obr. 30 - Vztah vlhkosti a teploty vzduchu na stanici Luční bouda, vztaženo k průměrným denním hodnotám vlhkosti a teploty v rámci měsíce března 2010
- Obr. 31 - Vztah vlhkosti a teploty vzduchu na stanici pec p. Sněžkou, vztaženo k průměrným denním hodnotám vlhkosti a teploty v rámci měsíce března 2010
- Obr. 32 - Denní průběh vlhkosti a teploty vzduchu, den s malou oblačností, 7.3.2010
- Obr. 33 - Denní průběh vlhkosti vzduchu, dny se zvýšenou oblačností – stanice Luční bouda
- Obr. 34 - Denní průběh vlhkosti vzduchu, dny s malým výskytem oblačnosti – stanice Luční bouda

Seznam příloh

1. Charakteristika terénu na území Krkonoš
2. Porovnání rozlišení vstupních dat
3. Výsledky jednotlivých metod
4. Výsledky dlouhodobé verifikace
5. Analýza celkového slunečního záření dopadajícího na zemský povrch a doby osvitu terénu
6. Množství dopadajícího přímého a nepřímého slunečního záření
7. Analýza celkového slunečního záření dopadajícího na zemský povrch v rámci dne
8. Analýza celkového slunečního záření dopadajícího na zemský povrch v rámci roku