

Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy,  
Katedra fyzické geografie a geoekologie

Jiří Hošek

Zvláštnosti pražského klimatu  
a jeho vztah ke znečištění ovzduší

*doktorská disertační práce*



*Praha 2008*

Školitel: RNDr. Ivan Sládek, CSc.

Prohlašuji, že jsem předkládanou práci vypracoval sám, pouze s použitím uvedené literatury. Dále prohlašuji, že jsem nepředložil práci ani její podstatnou část k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

# Obsah

<b>1. Úvod</b>	<b>... 1</b>
1.1 Cíle a struktura práce	... 1
1.2 Klima měst a urbanizace	... 2
1.3 Předchozí práce o klimatu Prahy	... 3
1.4 Znečištění ovzduší velkoměst	... 3
1.5 Nejvýznamnější chemické látky podílející se na znečištění městského ovzduší	... 5
1.6 Modely znečištění ovzduší ve městech	... 8
1.7 Charakteristika studované oblasti	... 9
<b>2. Metoda výpočtu pole proudění</b>	<b>... 10</b>
2.1 Proudění v mezní vrstvě atmosféry a městská mezní vrstva	... 10
2.2 Směšovací délka a ventilační faktor	... 12
2.3 Popis modelu KAMM	... 13
2.4 Vstupy a nastavení modelu	... 17
2.5 Určení parametru drsnosti povrchu a výšky posunutí na základě digitálního modelu budov	... 18
2.6 Metoda výpočtu průměrného pole proudění pomocí scénářů	... 22
<b>3. Výsledky modelování pole proudění nad Prahou</b>	<b>... 25</b>
3.1 Data použitá při výpočtu	... 25
3.1.1 <i>Geografická data</i>	... 25
3.1.2 <i>Meteorologická data</i>	... 26
3.2 Popis sady vypočtených scénářů	... 29
3.3 Výsledná pole charakterizující proudění nad městem	... 33
3.3.1 <i>Průměrná rychlost větru</i>	... 33
3.3.2 <i>Průměrná směšovací délka</i>	... 36
3.3.3 <i>Průměrný ventilační faktor</i>	... 38
3.4 Verifikace vypočtených polí větru	... 40
<b>4. Metoda výpočtu teploty vzduchu v zástavbě</b>	<b>... 46</b>
4.1 Radiační bilance města	... 46
4.2 Tepelná bilance města	... 47
4.3 Městský tepelný ostrov	... 47
4.4 Sky-view faktor a efektivní albedo	... 49
4.5 Popis použitého modelu radiační a tepelné bilance	... 53

<b>5. Výsledky výpočtu teploty vzduchu v zástavbě</b>	<b>... 56</b>
5.1 Data použitá k výpočtu	... 56
5.2 Vypočtený denní chod teploty vzduchu a složek radiační a tepelné bilance města	... 56
5.3 Výsledné pole průměrných teplot	... 61
5.4 Verifikace vypočtené teploty vzduchu	... 64
<b>6. Vztah meteorologických prvků ke znečištění ovzduší</b>	<b>... 68</b>
6.1 Meteorologické faktory ovlivňující znečištění ovzduší	... 68
6.2 Data použitá k analýze	... 69
6.3 Výběr meteorologických prvků k analýze koncentrací škodlivin	... 70
6.4 Souvislost koncentrací škodlivin s meteorologickými proměnnými	... 72
<b>7. Závěr</b>	<b>... 76</b>
<b>Literatura</b>	<b>... 79</b>

### ***Přílohy***

- 1 .. Parametry modelu KAMM
- 2 .. Parametry modelu tepelné bilance
- 3 .. Závislost koncentrace škodlivin na směru větru

### ***Mapové přílohy***

- M1 .. Pole průměrné rychlosti větru v 10 m nad povrchem a větrné růžice
- M2 .. Sky-view faktor



# 1. Úvod

## 1.1 Cíle a struktura práce

Cílem této práce je určit statistické charakteristiky pole větru a přízemní teploty v zástavbě na území Prahy a jejich vztah k zatížení lokalit znečištěním ovzduší.

Prvním krokem bylo namodelovat a na základě dostupných dat verifikovat pole přízemního proudění nad územím Prahy s použitím numerického modelu. Zde práce rozšiřuje autorovu diplomovou práci, která byla součástí grantu „Klasifikace podnebí Prahy (GA UK)“, zabývajícího se specifickým městským klimatem hlavního města. Vylepšení spočívalo v komplexnějším modelu proudění a v simulaci většího množství scénářů natékajícího proudění. Byly také počítány další proměnné jako např. směšovací výška, která je důležitým faktorem pro rozptyl škodlivin.

Na výpočet proudění nad městem navázalo vyhodnocení tepelné bilance zastavěného aktivního povrchu. K tomu bylo použito velmi rozšířeného schématu, které řeší tento problém i pro velmi komplikovaný povrch města.

V poslední části práce je vyšetřen vztah počítaných meteorologických veličin k měřeným koncentracím. Ke zpracování byly vybrány polutanty s nejvyšším počtem měřících míst na území Prahy. Jedná se také o nejdůležitější znečišťující látky. Vzhledem k dostupnosti dat a homogenitě časových řad bylo pro zpracování vybráno desetiletí 1997-2006.

Práce je rozdělena na sedm kapitol. Úvodní kapitola se kromě cílů a struktury práce zabývá městským klimatem a znečištěním ovzduší ve městech obecně, a také popisem studovaného území. Druhá kapitola se zaměřuje nejprve na proudění v mezní vrstvě atmosféry a její strukturu nad městem a dále podrobně popisuje numerický model použitý k výpočtu, jeho nastavení a přípravu vstupních parametrů. Třetí kapitola obsahuje přehled použitých geografických a meteorologických dat, výsledky modelování pole větru a jejich verifikaci. Čtvrtá kapitola se teoreticky věnuje problematice městského tepelného ostrova v zástavbě a radiační a tepelné bilanci města. Popisuje také schéma použité k simulaci tepelné bilance. Pátá kapitola pojednává o získaných teplotních charakteristikách zastavěné části města a jejich srovnání s měřenými daty. Šestá kapitola obsahuje srovnání vypočtených meteorologických veličin s koncentracemi znečištění ovzduší v místech jejich měření. Poslední kapitola shrnuje dosažené výsledky a možnosti jejich aplikace. Na závěr jsou připojeny přílohy, z nichž některé zobrazují vypočtené výsledky graficky.

## 1.2 Klima měst a urbanizace

Klima velkých měst je významnou složkou života stále rostoucí části obyvatelstva, a proto je studováno se zvyšující se intenzitou. Oblast velikosti velkoměsta s horizontálním rozsahem několika desítek kilometrů lze z meteorologického pohledu zařadit na úroveň mezoměřítko, které bývá definováno tím, že má časový a horizontální prostorový rozsah menší než běžná síť radiosondážních měření, ale výrazně větší než jednotlivé kumuly (Pielke, 2002). Velkoměsta mají své specifické mezoklima, které se projevuje zejména vyšší teplotou a nižší vlhkostí vzduchu. Důvodem těchto klimatických zvláštností je převládající nepropustný povrch, díky kterému dochází k urychlenému odtoku srážek, a umělým materiálům, díky nimž město funguje ve dne jako absorbér a v noci jako generátor tepla. Další vlastnosti klimatu velkoměsta jsou ovlivněny především snížením albeda aktivního povrchu, emisemi tepla, zvýšením drsnosti povrchu a znečištěním ovzduší. Společně mají tyto faktory vliv na teplotu a pole větru nad městskou oblastí.

Z globálního hlediska souvisí růst zastavěného území s růstem počtu obyvatel a urbanizací ve světě. Hrubé odhady počtu světového obyvatelstva pro období před 2000 lety uvádějí kolem 300 mil. První miliardy však lidstvo dosáhlo mnohem později – kolem roku 1804, druhé pak už za dalších 123 let. Ve zrychlujícím se tempu se třetí miliarda lidí na Zemi objevila po 33 letech, pak již následoval nárůst o miliardu po 13 až 14 letech, takže jsme v roce 1999 dosáhli počtu 6 miliard. Významným faktorem pro urbanizaci je rovněž migrace. Nejčastěji k ní dochází z venkovských oblastí do měst, kde lidé hledají lepší uplatnění a příjmy. Za poslední půlstoletí se podstatně změnila struktura obyvatelstva a urbanizační trendy překonaly ve 20. století jakýkoli jiný demografický ukazatel. Zatímco v roce 1950 žilo v městech pouhých 29 % obyvatel, koncem 20. století to bylo již 47 %, přičemž do roku 2030 se očekává nárůst na 61 %. Přestože většina – dvě třetiny – z tohoto množství žije ve městech pod milion obyvatel, největší města s více než 10 miliony obyvatel jsou také na vzestupu. Na přelomu století se městské oblasti rozvíjejí rychlostí 2.2 %, zatímco venkovské jen 0.4 %. Zhruba polovina rozvoje měst tak připadá na migraci z venkova (Harrison a Pearce, 2000).

Ve 20. století proběhlo při vzniku měst bezprecedentní pokrytí krajiny betonem a asfaltem. Takový zásah do krajiny změnil odtokové poměry. Poprvé v historii žije lidstvo především ve městech. Ta sice zabírají jen 2% povrchu pevnin, ale žije zde téměř polovina obyvatel a spotřebuje se tu 75% zdrojů. Obrovských měřítek dosáhl vliv člověka na ekologii planety. V mnoha ukazatelích dokonce převyšuje vliv všech ostatních biologických druhů dohromady. Vzhledem k využití krajiny se lidstvu podařilo přeměnit zhruba polovinu zemského povrchu podle jeho představ, přičemž 11 % se stalo zemědělskou půdou, dalších 11 % hospodářským lesem, 26 % pastvinami a konečně nejméně 2 až 3 % spolkla městská a průmyslová zástavba a komunikace. Plocha zemědělské půdy se od roku 1700 zvýšila přinejmenším šestkrát, a to především na úkor lesů (Turner et al., 1990).

### 1.3 Předchozí práce o klimatu Prahy

V minulosti byla klimatografie Prahy popsána pracovníky ČHMÚ (Procházka et al., 1980). Klasifikace byla provedena Boërovou metodou, založenou na analýze nejdůležitějších prvků (faktorů) pro tvorbu klimatu města. Podle ní k nim patří oslunění, inverze teploty vzduchu a teplotní poměry, rychlost větru a srážky. Pro území Prahy autoři zmapovali pět kategorií oslunění podle krátkovlnné radiace dopadající na jednotkovou plochu jako funkci orientace a sklonu terénu. Území bylo na pět kategorií rozděleno i podle výskytu teplotní inverze. Rozdělení bylo opět založeno čistě na terénu, přičemž hlavním faktorem zde byla relativní hloubka jednotlivých údolí. Ventilace území byla řešena pomocí pěti kategorií průměrné rychlosti větru počítané pro nezastavěný terén. Také klasifikace podle průměrné roční teploty vzduchu byla pojata poměrně jednoduše a byla založena na údajích z meteorologických stanic a na nadmořské výšce. Hodnocení prostorového rozložení srážek zde bylo provedeno odlišně od Boërovy metody. Syntetická mapa byla vypracována podle celkového skóre sečtením jednotlivých kategorií, kde oslunění a teplotní inverze měly dvojnásobnou váhu.

V posledních letech byla klasifikace pražského klimatu řešena v rámci grantu „Klasifikace podnebí Prahy (GA UK)“, ukončeného v roce 2001. Výsledkem klasifikace bylo rozdělení klimatu hlavního města na alochonní a autochtonní. Alochtonní klima, vymezené ročním průměrem rychlosti větru 4 m/s, je dostatečně provětráváno, a proto se v něm nevytváří výrazné místní odchylky klimatu. Naopak autochtonní klima se vyznačuje vlivem aktivního povrchu. Zde bylo dále vyčleněno jádro ostrova teplého vzduchu v centru města, jeho periferie, podnebí se zvýšeným nebo sníženým osluněním a inverzní polohy. Pro vytvoření syntetické mapy tak byly použity vrstvy průměrné rychlosti větru, odchylek průměrné teploty a vrstvy odvozené z digitálního modelu terénu. Odchylky teplot byly hodnoceny pomocí regrese podle hustoty zástavby a nadmořské výšky. U ročních průměrů se nejvyšší odchylky pohybovaly v centru města - kolem 1°C.

### 1.4 Znečištění ovzduší velkoměst

Antropogenní znečištění se na naší planetě nejvíce dotýká společných prostředí jako je oceán a atmosféra, kde jsou bohužel naše znalosti probíhajících fyzikálních a biologických procesů nejmenší. Člověk mění tato prostředí rychleji, než stačí způsobeným změnám porozumět a připravit se na následky. Dopad činnosti lidstva na planetu závisí především na jeho populaci, ale také na jeho spotřebě a dopadu nově zaváděných technologií na přírodní zdroje a míru znečišťování. Všechny tyto faktory v současnosti nabývají na významu. Antropogenní činnost dnes představuje sílu srovnatelnou s vlivem sopečné činnosti nebo změnami oběžné dráhy Země. Se vstupem do třetího tisíciletí má lidstvo osud planety v rukou víc než kdykoli předtím. Znečištění atmosféry přitom představuje jeden z nejvýraznějších projevů lidské civilizace.

První problémy s městským ovzduším se objevují již ve starověku, kdy vznikala první větší města. Jak píše ve svých spisech Lucius Annaeus Seneca (3 před n.l. – 65 n.l.): „Hned jak jsem opustil těžký vzduch v Římě s odporným pachem jeho kouřících komínů, které po přiložení do ohně chrlí jedovaté výpary a saze, cítil jsem se lépe“. Ve středověku se jedním z nejpostiženějších měst stává Londýn. Již v roce 1273 byl vydán první příkaz zakazující spalování uhlí. Zákaz spalování uhlí ve městě během zasedání parlamentu vydala v 16. století i královna Alžběta I. Problémy se znečištěným ovzduším se v hlavním britském městě táhly až do roku 1952, kdy znečištěný vzduch zavinil až 4000 úmrtí, což vedlo ke změnám v legislativě a regulacím vedoucím k čistšímu ovzduší (Landsberg, 1981). Hustá londýnská mlha plná polutantů dala vzniknout i novému slovu smog, což je složenina z anglického smoke (kouř) a fog (mlha).

Prvním ze dvou základních typů znečištění atmosféry je typ londýnský. Je historicky starší a na jeho hlavní příčiny ukazuje jeho výskyt v rozvinutých zemích v 19. století a v první polovině 20. století. Typické zdroje emisí zde představuje především spalování uhlí v lokálních topeništích a v průmyslových objektech při standardních teplotách. Naprosto nejvýznamnější znečišťující sloučeninou je v tomto případě oxid siřičitý, který v atmosféře reaguje na kyselinu sírovou. Součástí vypouštěných plynů jsou i saze a aerosoly dodávající londýnské mlze typickou barvu. Díky změnám ve způsobu vytápění, vysokoteplotnímu spalování v průmyslu i odsíření tepelných elektráren je dnes v rozvinutých zemích tento typ znečištění vzácnější. I když se již tolik nekonzcentruje na jednom místě, může SO<sub>2</sub> zůstat v mírně zvýšených pozadových koncentracích a díky dálkovému přenosu se dostat i do vzdálenějších částí kontinentu. Tento typ polutantů však zůstává problémem v rozvojových zemích, kde na dostatečné kroky ke zlepšení stavu chybí dostatek prostředků. Často se pak ve velkoměstech třetího světa oba typy znečištění střídají, jelikož, jak bude zřejmé z následujícího odstavce, jsou podmínky pro jejich vznik odlišné.

Druhým typem, nazývaným též losangelský, je fotochemický smog. Objevil se s nástupem automobilové dopravy, která je jeho hlavním zdrojem. Jeho vznik i vývoj je podstatně složitější než u londýnského typu. Oxid siřičitý ani prašné částice již tak významné nejsou, celý proces naopak začíná znečištěním atmosféry dalšími klasickými polutanty jako jsou oxid uhelnatý, oxidy dusíku a aromatické uhlovodíky. V samotném obsahu výfukových plynů z benzínového motoru dominují oxid uhelnatý a oxidy dusíku, jejichž množství často dosahuje několik desítek gramů na kilogram spáleného benzínu. Řádově nižší, maximálně několik gramů, je celkový obsah těkavých uhlovodíků. Primární polutanty tohoto typu znečištění však samy o sobě nejsou při obvyklých koncentracích zvlášť nebezpečné. Bohužel, za vhodných podmínek, kterými jsou vyšší teplota a především vysoká intenzita slunečního záření, reagují za vzniku přízemního ozonu. Aktivně v tomto případě působí zejména ultrafialová složka záření. Působení větší koncentrace této látky může být velmi nepříznivé jak pro zdraví obyvatelstva, tak zejména pro stav lesního porostu.

Rozdíl mezi oběma typy znečištění je i v jejich denním a ročním chodu. Denní chod klasických polutantů ( $\text{SO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{NO}_x$ ,  $\text{PM}$ ) kulminuje obvykle v 7 – 10 hod ráno a večerní maximum mívá v 19 – 22 hod místního času. (Stern, 1968). V ročním chodu je díky vytápění a častým teplotním inverzím maximum v zimě. Naopak denní chod fotochemických polutantů je maximální v době nevyšších teplot brzy odpoledne. V ročním chodu je maximum v pozdním létě a začátkem podzimu, protože v této době jsou ještě dostatečně vysoké teploty, ale i málo oblačnosti a tedy silná radiace na povrchu.

Dopad obou typů znečištění na člověka a přírodu je obecně podobný. Plynné polutanty a kyselé aerosoly obecně snižují u stromů fotosyntézu a odolnost proti usychání. Ozon dokáže lesní porost doslova spálit. Všechny typy znečišťujících látek také působí různá respirační onemocnění a často dráždí sliznici.

I znečištění ovzduší úzce souvisí s rostoucí urbanizací. Největší města rostla a rostou především díky takovým lidským aktivitám, jako jsou vládní instituce, výroba, obchod a přístavy. Dalším katalyzátorem jejich rozvoje mohou být moderní služby (například bankovníctví), akumulace specializovaných pracovních sil, kulturní příležitosti a komunikační centra. Obecně mají obyvatelé měst lehčí život a vyšší životní úroveň než na venkově. Na druhou stranu v rozvojových zemích žije čtvrtina až polovina městského obyvatelstva ve slumech a je vystavena řadě vážných nemocí. Předpokládá se, že na světě je více než miliarda lidí vystavena znečištění atmosféry překračujícímu přípustné hodnoty. Počet obětí plicních nemocí způsobených znečištěným ovzduším může dosahovat půl milionu ročně jen v samotné Číně. Znečištění ovzduší ovšem může růst města a zejména růst počtu jeho obyvatel také zpomalit. Například pro Mexico City se počet obyvatel v roce 2000 odhadoval na 30 milionů, přičemž ve skutečnosti to bylo jen o něco více než polovina tohoto množství. Obyvatelstva samozřejmě ubývá i z jiných důvodů, jako je nižší porodnost ve městech a migrace do atraktivnějších příměstských oblastí. I v rozvinutých zemích se lidé potýkají se znečištěným ovzduším, které je však buď méně viditelné, nebo by k jeho odstranění bylo zapotřebí velkých nákladů, případně by se dotklo zájmů silných obchodních skupin nebo značného množství voličů. V měřítku celé planety je to především problém obsahu  $\text{CO}_2$  a metanu, města se zas potýkají s výskytem přízemního ozonu. V nárůstu emisí se ukazuje jako hlavní faktor růst spotřeby a to ze tří čtvrtin, zatímco nárůst populace má vliv pouze čtvrtinový (Harrison, 1993).

### **1.5 Nejvýznamnější chemické látky podílející se na znečištění městského ovzduší**

Vliv *oxidu siřičitého* na znečištění městského ovzduší ubývá se změnou formy vytápění a výroby energie a také s rozvojem technologií na odstranění  $\text{SO}_2$  z již vypouštěného plynu. Dále vzhledem k rostoucímu podílu automobilové dopravy jako zdroje atmosférických polutantů roste samozřejmě význam emisí spojených s touto lidskou činností, mezi kterými patří  $\text{SO}_2$  k méně zastoupeným sloučeninám. Oxid siřičitý vzniká při různém spalování

(zejména uhlí) za běžných teplot. Vzniká i přirozenou cestou vulkanickou činností. Reaguje na oxid sírový  $\text{SO}_3$  a kyselinu sírovou  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . V Evropě se tak ze dvou třetin podílí na vzniku kyselých dešťů, jejichž vliv na lesní porost je známý již od 50. let 20. století. Kyselé deště mají vliv i na kvalitu půdy a snižují v ní obsah kationtů draslíku, vápníku a hořčíku. V Evropě jsou zasaženy především Východní a Střední Evropa a Skandinávie. Zatímco Střední Evropa byla a je zasažena vlastní (dříve značnou, nyní již nižší) produkcí  $\text{SO}_2$  v průmyslových oblastech, Skandinávie trpí vesměs cizím znečištěním dálkově přeneseným z ostatních zemí Evropy a hlavně Británie. Z dalších sloučenin síry se ve znečištěné atmosféře objevují ještě silně zapáchající látky jako sirovodík  $\text{H}_2\text{S}$  a merkaptany, vznikající při rozkladu organického materiálu.

Oxid dusičitý  $\text{NO}_2$  je pravděpodobně z obou *oxidů dusíku* pro člověka škodlivější. V přírodě ho v celkovém objemu vzniká mnohem více přirozenou cestou než antropogenní činností, a to bakteriální a sopečnou činností a při bouřkách. Takto vzniklý  $\text{NO}_2$  se však nekonzcentruje na malém prostoru, jako je tomu u antropogenního  $\text{NO}_2$ . Lidskou činností vznikají oxidy dusíku především provozem motorových vozidel (zhruba ze dvou třetin) a také při vysokoteplotním spalování v elektrárnách a teplárnách (zhruba z jedné třetiny). Takto se vytvářejí oba oxidy – dusný  $\text{NO}$  i dusičitý  $\text{NO}_2$ . I když v případě  $\text{NO}_2$  je významnější forma jeho vzniku oxidací  $\text{NO}$ , která probíhá velmi rychle i při nízkých koncentracích. V mlze může reagovat s molekulami vody a kyslíku za vzniku kyseliny dusičné  $\text{HNO}_3$ .

*Oxid uhličitý* je především globálním problémem atmosféry. Vzniká při všech formách spalování fosilních i jiných paliv. Známy je hlavně jako nejdůležitější skleníkový plyn po vodní páře. Jeho obsah v atmosféře se zvyšuje již od začátku průmyslové éry. Maximální hodnoty dosahuje v noci, kdy je nejnižší fotosyntéza. Sezónní cyklus je podobný s maximem v zimě a v noci, což souvisí s minimy intenzity fotosyntézy. Jeho obsah v pozadí zemské atmosféry se podle pozorování na havajské Mauna Loa zvýšil z 315 na 353 ppm v období od začátku průmyslové revoluce do roku 1990.

*Oxid uhelnatý* vzniká při nedokonalém spalování uhlíkatých materiálů. Jeho podíl klesá s rostoucí teplotou spalování a je tak výrazně závislý na technologii procesu. Jeho největším zdrojem je zejména automobilová doprava, ale i průmysl, teplárny a spalovny. V denním chodu má dvě maxima podle intenzity dopravy. Druhé (odpolední) maximum bývá prodlouženo do večerních hodin kvůli snížené ventilaci. Účinky na zdraví člověka jsou různé a jeho vysoké koncentrace mohou vést ke zhoršené funkci mozku, srdce, cév a krevních destiček.

Podobně jako  $\text{CO}$ , i emise *uhlovodíků* vznikají nedokonalým spalováním. Doprava se na nich podílí zhruba polovinou. Globálně je nejvýznamnější látkou ve směsi uhlovodíků vypouštěných do ovzduší metan  $\text{CH}_4$ , který v ní tvoří víc než 50% (Stern, 1968). Metan ale vzniká především při zemědělské činnosti (na rýžových polích, chovem přežvýkavců). Jeho velká část reaguje v atmosféře na jiné sloučeniny. Jako skleníkový plyn je zhruba tisíckrát účinnější než oxid uhličitý a jen díky mnohem menší koncentraci v atmosféře není jeho význam pro globální skleníkový efekt tak

velký. Složitější uhlovodíky vznikají zejména v dopravě. Mezi nimi jsou nejčastějšími látkami fenol, xylen, toluen, ketony a aldehydy. Často se jedná o těkavé sloučeniny, které se významnou měrou podílejí na fotochemické tvorbě ozonu.

Hlavním zdrojem *prachu* v městské atmosféře je spalování tuhých paliv, hlavně hnědého uhlí a briket. Produkce prachu se však objevuje i v letním období. Zdrojem může být eroze omítek způsobená agresivní atmosférou, stavební činnost, posypové materiály, emise sazí nákladní dopravou apod. Škodlivost prachu je většinou podceňována. Kromě mechanického působení koncentrují prachové částice svým velkým aktivním povrchem celou řadu dalších znečišťujících látek. V současnosti jsou měřeny částice PM<sub>10</sub> (s průměrem menším než 1 μm), jelikož právě ty jsou schopny škodit lidskému zdraví. Větší částice do plic pronikají jen výjimečně. Měření ukazují, že v posledních letech došlo k výraznému zhoršení stavu znečištění touto škodlivinou (Černý a Keder, 2007).

*Ozon* O<sub>3</sub> vzniká v zemské atmosféře fotochemicky za přispění energie slunečního záření. Naprostá většina ho vzniká v horní atmosféře (konkrétně stratosféře), kde UV záření o frekvenci 2000 Å štěpí molekuly kyslíku O<sub>2</sub> na jednoatomový kyslík. Další reakcí O a O<sub>2</sub> vzniká ozon. Naopak UV záření o jiné frekvenci (2900 Å) štěpí ozon zpět na O a O<sub>2</sub>. Tyto reakce vytvářejí ve stratosféře rovnováhu a určují obsah ozonu v této vrstvě. Stratosférický ozon zabraňuje pohlcováním pronikání UV záření k zemi a jeho výskyt je tedy z hlediska života na Zemi příznivý.

Ke vzniku ozonu však může docházet i v troposféře, resp. v přízemní vrstvě atmosféry. Vytváří se při dostatečně silném slunečním záření a teplotě vzduchu štěpením NO<sub>2</sub> na NO a jednoatomový kyslík. Existují i zpětné reakce, tudíž se opět vytváří určitý rovnovážný stav. Důležitým faktorem pro tvorbu přízemního ozonu je vzájemný poměr jeho hlavních prekurzorů NO<sub>x</sub> a těkavých uhlovodíků (VOC). Přítomnost VOC může rovnováhu chemických reakcí výrazně vychýlit směrem k větším koncentracím ozonu. Jejich velký poměr k oxidům dusíku vede k reakci OH radikálu s molekulami VOC, což se dále projeví zvýšením intenzity tvorby ozonu. Naopak při nízkých poměrech VOC/NO<sub>x</sub> bude reakce OH a NO<sub>2</sub> produkovat především kyselinu dusičnou a zpomalí produkci ozonu (Fiala a Závodský, 2003).

Narozdíl od stratosférického ozonu představuje přízemní ozon poměrně velké riziko pro člověka a ostatní organizmy. V troposféře vzniká O<sub>3</sub> z látek produkovaných většinou automobilovou dopravou (přibližně ze 2/3), v menší míře průmyslem, suchým čištěním, barvením, venkovním spalováním a v benzínkách. Přetváří se za jasných, slunných dnů při působení ultrafialového záření na směs těkavých organických látek a oxidů dusíku. Denní chod vykazuje ve zdrojových oblastech výrazné maximum kolem poledne (Váňa, 1997). Během roku se nejvyšší koncentrace objevují většinou v pozdním jare, v létě a brzy na podzim, kdy jsou dny delší a s dostatkem slunečního svitu.

Člověku působí ozon různé zdravotní problémy. Dráždí především dýchací soustavu a může způsobit zánět průdušnic, redukuje odolnost proti infekcím, nachlazení a jiným nemocem, snižuje plicní výkon, zhoršuje astma, bronchitidu a rozedmu plic, dále

způsobuje i kašel, potíže s dýcháním, únavu, bolesti hlavy a nevolnost. Ozon je často přemísťován prouděním ven z města a zasahuje tak oblasti po větru, kde často dosahuje nejvyšších koncentrací. Obvyklým jevem je při příznivých atmosférických podmínkách jeho vysoká koncentrace v horských oblastech v blízkosti velkoměst pod inverzní vrstvou kolem 800 – 900 m n.m. Zde se projeví jeho ničivý vliv na vegetaci, když poškozují především stromy, mechy a lišejníky. Kromě organismů působí ozon i na různé materiály. Tak dochází například k praskání gumových objektů, zhoršování kvality textilu, apod. Ve Spojených státech sleduje vliv ozonu US Environmental Protection Agency (EPA). V současnosti má pro hodnocení koncentrace dva standardy – pro jednohodinové průměrování 0,12 ppm a pro osmihodinové 0,08 ppm. Navrhuje snižovat koncentraci ozonu především redukcí automobilové dopravy, kontrolou emisí u automobilů a vývojem nových alternativních paliv.

## 1.6 Modely znečištění ovzduší ve městech

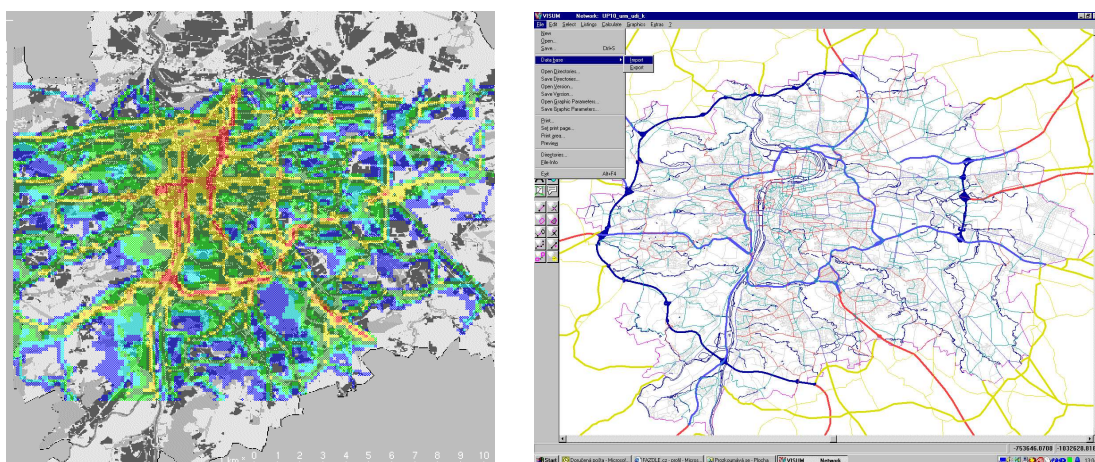
Problém modelování šíření znečištění v atmosféře se skládá ze dvou částí. Hlavním cílem je samozřejmě určit koncentrace polutantů ve zvolené oblasti. K tomu je potřeba nějakým způsobem simulovat difúzi těchto sloučenin v atmosféře. Nástrojem jsou difúzní modely, které jsou popsány v následujícím textu. Chceme-li modelovat chování fotochemického znečištění, musíme pak také přistoupit k druhému kroku a zahrnout do modelu příslušné chemické reakce.

Nejjednodušším difúzním modelem je Suttonův nebo také gaussovský model šíření kouřové vlečky. Model nepočítá celé pole větru, ale předpokládá šíření kouřové vlečky po směru proudění a její difúzi turbulencí ve směru kolmém na proudění. Jak název napovídá, řešením koncentrace polutantu v řezu kolmém na směr větru je nejznámější statistické rozdělení – Gaussovo. Tento typ modelu se více hodil pro dřívější typ znečištění ovzduší s určitým množstvím důležitých bodových zdrojů a dominantním postavením  $\text{SO}_2$ , jehož reakce jsou v atmosféře poměrně jednoduché. Nástup automobilové dopravy ale znamená dominanci liniových zdrojů znečištění a fotochemických polutantů reagujících ve složitých reakcích. V takové situaci je potřeba gaussovský model upravit nebo použít model proudění simulující celé pole větru a do něj zahrnout potřebné chemické reakce.

Více problémy se v modelování proudění vyznačuje městské prostředí než venkovská krajina. Oproti ní se ve městě vyskytují další dva komplikující faktory. Prvním jsou složité překážky tvořící drsnost povrchu, které jsou typicky mnohem větší než v otevřené krajině. Za druhé je město postiženo podstatně vyšším zahříváním aktivního povrchu. Tyto skutečnosti způsobují vznik městské mezní vrstvy, která modifikuje natékající profil meteorologických parametrů. Pro město v žádném případě neplatí logaritmický profil v přízemní vrstvě atmosféry (Rotach, 1995). Důležitá je struktura mezi jednotlivými překážkami drsnosti povrchu v tzv. uličních kaňonech a uprostřed dvorů. Pro modelování pole větru se tak ve městech nejčastěji používají speciálně upravené mezoměřítkové modely proudění.



V Praze byly k modelování zatížení území znečištěním ovzduší aplikovány především gaussovské modely (Brechler et al., 1997). Provedené úpravy umožnily použití i pro liniové a plošné zdroje znečištění a pro různé třídy stability atmosféry. Dále byl v modelu parametrizován vliv orografie a byly do něj implementovány větrné růžice spočtené dynamickým modelem. Model SYMOS byl použit i pro fotochemické polutanty zahrnutím sady fotochemických reakcí do modelového systému. Počítány byly koncentrace ozonu a oxidů dusíku (Bednář et al., 2001). V posledních letech je na ČHMÚ a ÚRM využíván švédský numerický model Airviro, založený na databázi emisních zdrojů a simulaci třírozměrného pole větru. Ukázka výstupu a silniční emisní databáze modelu je na obr. 1.1.



**Obr. 1.1.** Ukázka výstupu výpočtu (velvo) a emisní databáze (vpravo) modelu AIRVIRO

## 1.7 Charakteristika studované oblasti

Administrativní hranice Prahy vymezují území o rozloze 496 km<sup>2</sup>. Chceme-li modelovat proudění nad reálnou krajinou, bude nás zajímat především charakter reliéfu města. Většina oblasti spadá geomorfologicky pod Pražskou plošinu, která má erozně denudační reliéf. Vyskytují se i strukturní hřbety a suky. Pražská plošina má průměrný sklon 2°53' a střední výšku 302.5 m (Demek, 1987). Hlavní tvar povrchu zajisté představuje vltavské údolí. Protíná Prahu od jihu k severu a ústí do něj řada menších údolí. Potoky, které do Vltavy ústí zleva – Šárecký, Motolský, Dalejský a Radotínský – a některé její pravostranné přítoky, např. Břežanský a Kunratický potok, mají hluboká, zaříznutá údolí. Ostatní menší toky (např. Botič, Rokytka) mají široká údolí. Dno údolí Vltavy a rozsáhlé plochy na západním a severovýchodním okraji oblasti se vyznačují malým sklonem – do 1°. Naopak svahy s největšími sklony najdeme podél jižní části údolí Vltavy a při ústí Berounky. Vyskytují se zde místa se sklony i přes 20°. Nejvyšší hodnoty vypočítané z digitálního modelu terénu na síti bodů s krokem 100 m překračují i 40°.

## 2. Metoda výpočtu pole proudění

### 2.1 Proudění v mezní vrstvě atmosféry a městská mezní vrstva

Obecně se interakce atmosféry se zemským povrchem odehrává v mezní vrstvě atmosféry, kterou v případě proudění vzduchu (mezní vrstva pro hybnost) můžeme definovat jako vrstvu, ve které se ještě projevuje vliv tření o zemský povrch. Průměrně dosahuje mocnosti 300 – 1000 m především v závislosti na teplotním zvrstvení (Albers a Hinsch, 1996). Běžně bývá považována za horní hranici mezní vrstvy atmosféry tlaková hladina 850 hPa, která se v průměru nachází ve výškách kolem 1500 m n. m., a kde je proudění již téměř bez tření.

Směr větru se v mezní vrstvě atmosféry stáčí vlivem tření o zemský povrch na severní polokouli vpravo a přibližuje se tak směru působení síly tlakového gradientu. Rozdíl mezi směrem větru na horní a dolní hranici mezní vrstvy se většinou pohybuje mezi 15° a 50° a závisí na parametru drsnosti povrchu a teplotním zvrstvení (Christoffer a Ulbricht-Eissing, 1989).

Ve spodní části mezní vrstvy mocné několik desítek metrů se uvažuje konstantní tok hybnosti a teoreticky se v ní směr proudění již nemění. Tato vrstva bývá označována jako přízemní neboli Prandtlůva. Na její horní hranici dosahuje rychlost větru kolem 70 - 80% hodnoty nad mezní vrstvou (Christoffer a Ulbricht-Eissing, 1989). Proudění mezi horní hranicí přízemní vrstvy a horní hranicí mezní vrstvy se naopak s výškou stáčí a blíží se geostrofickému. Jelikož byla tato změna popsána tzv. Ekmanovou spirálou, nazývá se tato přechodná zóna Ekmanovou vrstvou.

V přízemní vrstvě atmosféry narůstá rychlost proudění s výškou přibližně logaritmičtě, což lze vyjádřit následující rovnicí:

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{\kappa z}, \quad (2.1)$$

kde  $u$  je rychlost větru,  $z$  výška nad povrchem,  $\kappa$  je von Kármánova konstanta ( $\kappa \cong 0.4$ ) a  $u_*$  frikční rychlost, která je funkcí drsnosti povrchu a střední rychlosti proudění. Bude-li rychlost proudění ve výšce  $z_0$  nad povrchem nulová, dostaneme integrací rovnice 2.1 hledanou závislost rychlosti větru na výšce nad povrchem:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right). \quad (2.2)$$

Parametr  $z_0$  bývá nazýván aerodynamická drsnost povrchu a má rozměr délky. K odhadu  $z_0$  v městských a příměstských oblastech byl pro rovnoměrně rozmístěné objekty odvozen následující empirický vztah:  $z_0 = 0.5 h S / A_H$ , kde  $h$  představuje výšku objektů,  $S$  plochu jejich průřezu orientovaného kolmo ke směru průměrného proudění a  $A_H$  průměrnou horizontální plochu připadající na jeden objekt (Lettau, 1969). Tento vztah odhaduje  $z_0$

rozumně, jen v případě, že hodnota  $A_H$  výrazně převyšuje  $S$ . V případě, že jsou  $A_H$  a  $S$  řádově srovnatelné, bude velikost  $z_0$  nadhodnocena (Troen & Petersen, 1989). K určení parametru drsnosti zastavěného městského povrchu s komplikovanou geometrií lze použít mnohem propracovanější schémata založená na zpracování statistik působení jednotlivých objektů (MacDonald, 1998; Raupach, 1994; Bottema 1996). Jedno z těchto schémat bylo použito i v této práci (viz část 2.5).

Jestliže studovaný povrch pokrývají vyšší překážky jako jsou budovy, stromy apod., je třeba vertikální profil větru posunout směrem vzhůru. V pravé části rovnice 2.2 se tak místo  $z$  objeví  $z-d$ . Hodnota této tzv. výšky posunutí  $d$  se uvažuje pro městské oblasti jako 2/3 výšky překážek.

Vztah 2.2 lze použít jen v neutrálně zvrstvené atmosféře. Není-li zvrstvení neutrální, působí na vzduchové částice vztahové síly a rovnici 2.2 je nutno zobecnit:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \psi \left( \frac{z}{L} \right) \right], \quad (2.3)$$

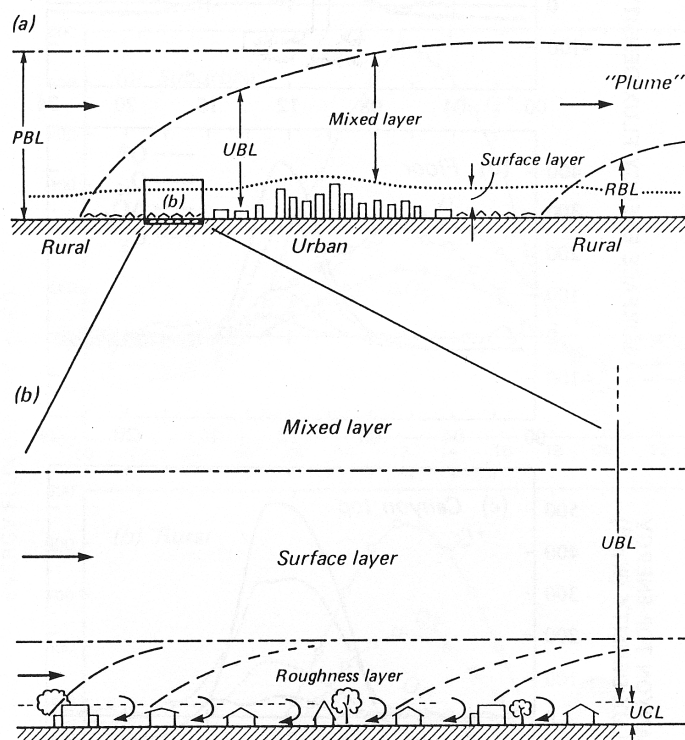
kde  $\psi$  je empirická funkce a  $L$  tzv. Monin-Obuchova délka (Dyer, 1974). Parametr  $L$  je definován jako:

$$L = \frac{T_0}{\kappa g} \frac{c_p u_*^3}{H_0}, \quad (2.4)$$

kde  $T_0$  značí povrchovou teplotu,  $H_0$  tok tepla na povrchu a  $c_p$  tepelnou kapacitu vzduchu při konstantním tlaku.

Speciální situace nastává v místech ostrých změn drsnosti povrchu (např. hranice lesa a pole, vodní plochy a pole, apod.). Dochází-li ve směru proudění ke změně drsnosti povrchu ze  $z_{01}$  na  $z_{02}$ , začne se od země směrem po větru vytvářet rozhraní mezi dvěma částmi mezní vrstvy. Ve spodní vrstvě odpovídá vertikální profil větru drsnosti povrchu  $z_{02}$ , ve svrchní vrstvě odpovídá  $z_{01}$  a na rozhraní mezi vrstvami se od logaritmického průběhu odchyluje. Vzniká tak tzv. interní (vnitřní) mezní vrstva. Kromě vertikálního profilu větru může interní mezní vrstva ovlivňovat i šíření elektromagnetických vln nebo znečišťujících látek.

Složitějším případem interní mezní vrstvy je i městská mezní vrstva, ve které hraje roli nejen drsnost povrchu, ale i přebytečné teplo a vytváření městského tepelného ostrova. V případě existence natékajícího proudění větru vyváří městská mezní vrstva vlečku, která může mít délku i v řádu 100 km (Stull, 1988). Uvnitř pak mohou být výrazně změněny turbulentní a teplotní poměry proudění vzduchu.



**Obr 2.1.** Struktura městské mezní vrstvy (Oke, 1984)

Stull (1988) rozlišuje čtyři části městské mezní vrstvy. Spodní část představuje prostor mezi úrovní střeš domů a zemským povrchem a bývá označována jako městský baldachýn (Oke, 1987b) - jako analogie k vegetačnímu baldachýnu. Základní prostorovou jednotkou je v této vrstvě kaňon ulice, kde vedle specifické formy proudění vzduchu dochází i k řadě jevů ovlivňujících radiální a tepelnou bilanci (viz dále kapitola 4). Nad městskou zástavbou se nachází tzv. drsnostní podvrstva, ve které se projevuje závětrí a mezní vrstvy jednotlivých budov. Teprve nad ní je pak přízemní vrstva, v níž toky tepla a hybnosti odráží průměrný efekt zastavěného území a lze tu předpokládat platnost logaritmického profilu větru.

## 2.2 Směšovací délka a ventilační faktor

Poprvé byla směšovací délka definovaná L. Prandtem jako vzdálenost, na níž se individuální částice turbulentního proudění beze zbytku smísí s okolím při zachování své konstantní hybnosti. V podstatě se jedná o analogii volné dráhy molekuly v laminárním proudění (Sobíšek et al., 1993).

Směšovací délka je jedním z nejdůležitějších parametrů při modelování znečištění ovzduší (Arya, 1981). Představuje totiž limitující faktor pro vertikální rozptyl znečištění. Prostorové rozložení a časové změny směšovací délky jsou výsledkem chování vertikálního profilu větru, turbulence a teploty přízemní vrstvy, tedy hlavních

meteorologických faktorů pro rozptyl znečištění ovzduší. Operativní měření směšovací délky nebo meteorologických prvků, ze kterých by se dala směšovací délka s dostatečným rozlišením odvodit, ale neexistuje (Fatogoma a Jacko, 2002). Například při porovnání sodarových měření na Libuši s měřeními radiosondou se ukázalo, že sodarem počítané hodnoty výšky směšovací vrstvy jsou diskutabilní (Keder, 1999).

Vhodnější proměnnou ke studiu vztahu meteorologických podmínek ke znečištění ovzduší může představovat ventilační faktor. Je definován jako směšovací délka násobená průměrnou rychlostí větru ve směšovací vrstvě.

V předkládané práci byla směšovací délka v daném termínu určena pro případy s vyvinutou konvektivní vrstvou podle výstupu modelu KAMM (viz následující část). Při stabilním zvrstvení při zemském povrchu bylo nutno zvolit jiné schéma. Srovnání deseti metod výpočtu představuje např. Lena a Desiato (1999). Srovnáním s experimentálními daty se nejlépe osvědčila metoda počítaná jako minimum ze vztahů navržených Nieuwstadtem (1984) a Venkatramem (1980):

$$h = \min \left( 0.4 \left( \frac{u_* L}{f} \right)^{1/2}, 2400 (u_*)^{3/2} \right), \quad (2.5)$$

kde  $L$  je Monin-Obuchova délka. Tento přístup je používán např. i velice rozšířeným modelem CALMET.

### 2.3 Popis modelu KAMM

Model KAMM (Karlsruhe atmospheric mesoscale model) představuje třírozměrný nehydrostatický model proudění v atmosféře. Přehled a principy mezoměřítkových numerických modelů podává například Pielke (2002). Model KAMM vyvinul v 90. letech Institut für Meteorologie und Klimaforschung v německém Karlsruhe. Model je určen k simulaci jevů a procesů s horizontálním rozlišením několika stovek metrů až desítek kilometrů. Používá speciální terén sledující vertikální souřadnici a obsahuje samostatné schéma pro řešení radiační bilance, vrstvy vegetačního pokryvu země a toku tepla a vlhkosti do půdy. Model naopak neobsahuje oblačnost a modeluje tak situaci za předpokladu jasného dne. Podrobný popis modelu uvádějí Adrian a Fiedler (1991) a Lenz (1996). Jeho stručná verze následuje v této části práce. Konkrétní použití modelu a verifikaci na experimentálních datech popisují také Adrian a Fiedler (1991) a aplikace modelu pro analýzu modelování znečištění ovzduší se objevují například ve člancích Nester et al. (1995) a Panitz et al. (2002).

Základním principem modelu je oddělení velkoprostorového stavu meteorologických proměnných (tlaku, teploty) od jejich okamžitých odchylek. Základní stav je považován za

geostrofický a hydrostatický. Hodnoty tlaku vzduchu jsou v modelu vyjádřeny Exnerovou funkcí  $\pi$ :

$$\pi = \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R_d / c_p}, \quad (2.6)$$

kde  $p$  je tlak vzduchu,  $p_0$  je tlak vzduchu v referenční hladině (zpravidla 1000hPa),  $R_d$  je plynová konstanta pro suchý vzduch a  $c_p$  je tepelná kapacita suchého vzduchu pro konstantní tlak.

Vstupními parametry popisujícími základní stav jsou pak profily složek geostrofického větru, potenciální teploty a tlaku (Exnerovy funkce). Vzhledem k tomu, že pole teploty a tlaku nejsou nezávislá, je tlakové pole odvozeno z ostatních vstupů (detaily uvádí Adrian, 1987). V modelové doméně jsou simulovány odchylky proměnných od hydrostatického základního stavu, není pro ně ale požadováno, aby byly ve srovnání s velkoměřítkovými hodnotami malé.

Nejdůležitější součástí modelu jsou pohybové rovnice, které jsou vyjádřeny klasickou soustavou Reynoldsových rovnic. Jejich základní tvar uvádí například Pielke (2002). Zde byly v soustavě provedeny příslušné úpravy vyjádření tlaku:

$$\frac{du}{dt} = -c_p \theta \frac{\partial}{\partial x} (\pi_d^* + \pi_h^*) + f \left( v - v_g \frac{\theta}{\theta_g} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \overline{u'u'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{u'v'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{u'w'}, \quad (2.7)$$

$$\frac{dv}{dt} = -c_p \theta \frac{\partial}{\partial x} (\pi_d^* + \pi_h^*) - f \left( u - u_g \frac{\theta}{\theta_g} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \overline{v'u'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'v'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{v'w'}, \quad (2.8)$$

$$\frac{dw}{dt} = -c_p \theta \frac{\partial}{\partial x} \pi_d^* - \frac{\partial}{\partial x} \overline{w'u'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{w'v'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'w'}, \quad (2.9)$$

Odchylka tlaku  $\pi^*$  od velkoměřítkového tlakového pole, vyjádřená pomocí Exnerovy funkce, byla rozdělena na část dynamickou  $\pi_d^*$  a tepelnou  $\pi_h^*$ . Rovnice Poissonova typu, která je v modelu použita pro výpočet tlakového pole, tak obsahuje jen členy podobného řádu, což umožňuje její přesnější řešení. Uzavření soustavy rovnic a parametrizace turbulentních toků jsou v modelu provedeny klasickým způsobem pomocí koeficientů turbulentní difúze.

V modelu je použit souřadný systém sledující terén, který umožňuje snadnou formulaci okrajových podmínek. V nehydrostatickém modelu není možno použít jako vertikální souřadnici tlak, proto je potřeba nalézt jiné řešení. Model by měl být schopen popsat mezní vrstvu atmosféry s dostatečnou přesností, a tak by měla být největší hustota počítaných vrstev v přízemní vrstvě, v níž jsou největší gradienty meteorologických proměnných. V modelu je proto použita transformace vertikálních souřadnic  $\eta$  s následujícími vlastnostmi:

$$a(1-\eta)^2 + b(1-\eta) = \frac{h(x,y)-z}{h(x,y)-H}, \quad (2.10)$$

$$a = \frac{c-1}{c+1}, \quad b = \frac{2}{c+1}, \quad (2.11)$$

kde koeficient  $c$  představuje přibližně poměr velikosti buněk v horní a dolní části modelové domény. Funkce  $h(x,y)$  zde pak popisuje model reliéfu.

Proměnné jsou umístěny na horizontálně pravidelné mřížce. Všechny prognostické proměnné jsou definovány v každém uzlovém bodě (Arakawa A grid), zatímco koeficienty turbulentní difúze jsou posunuty v každém směru o polovinu rozestupu bodů. Advektivní členy jsou aproximovány schématem proti proudu prvního řádu. Ostatní prostorové derivace jsou počítány pomocí středních diferencí s použitím dvojnásobné vzdálenosti rozestupu bodů. Difúzní členy rovnic, deformace a Richardsonovo číslo jsou počítány středními diferencemi s použitím jedné vzdálenosti mezi body. Pro diskretizaci času je použito explicitní Eulrovo schéma. Tlakové členy jsou určeny semiimplicitní metodou. Použité časové dělení umožňuje počítat difúzi s kratším časovým krokem než ostatní proměnné, což redukuje numerickou difúzi advektivního schématu.

U modelů proudění v omezené oblasti je nutno definovat okrajové podmínky nejen na zemském povrchu, kde je doména přirozeně ohraničena, ale i na krajích a její horní hranici. Problémem je najít okrajové podmínky, které neovlivňují nepřirozeným způsobem řešení uvnitř domény. Jde o to, že poruchy vznikající procesy uvnitř domény jsou advekcí přenášeny směrem k jejím okrajům, kde musí být zabráněno odrazům příslušných vln zpět do oblasti, protože tyto hranice ve skutečnosti neexistují. V modelu KAMM je na horní hranici použita tlumící vrstva, která absorbuje šířící se gravitační vlny. Do pohybových rovnic je přidáno umělé tření odvozené v Durran a Klemp (1983). Na bočních okrajích modelové domény je potřeba řešit odrazy vln jen v případě, že jejich fázová rychlost směřuje k nim. Pro jejich řešení je použito schéma Orlanského (1976), v němž jsou horizontální pohybové rovnice nahrazeny jednoduchou vlnovou rovnicí.

Zemský povrch je v modelu spodní okrajovou podmínkou, a proto model potřebuje informace o jeho charakteristikách, jakož i jeho vlivu na spodní část mezní vrstvy. Ve výšce odpovídající parametru drsnosti povrchu  $z_0$  je uvažována nulová rychlost proudění. Co se týče teploty vzduchu, ta se samozřejmě ve výšce  $z_0$  liší od té povrchové. Do modelu je proto implementována přechodná vrstva, která svazuje toky hybnosti, tepla a vlhkosti v těchto dvou úrovních. K popisu rozdílu teploty v těchto dvou vrstvách je zde aplikována teorie podobnosti. Předpokladem je, že tento rozdíl je určený tokem hybnosti a tepla touto vrstvou a že nezávisí na struktuře objektů způsobujících drsnost povrchu. Výsledkem je, že bezrozměrný rozdíl potenciální teploty  $\theta$  závisí jen na Reynoldsově čísle  $Re_*$ , počítaného z frikční rychlosti  $u^*$ , drsnosti povrchu  $z_0$  a viskozity vzduchu  $\nu$ :

$$\frac{\theta(z_0) - \theta(0)}{\theta_*} = \frac{c_1}{\kappa} Re_*^{c_2}, \quad (2.12)$$

přičemž  $Re_* = u_*^* z_0 / \nu$ . Empirické konstanty jsou nastaveny podle Pielkeho a Mahrera (1975) a mají hodnoty  $c_1=0,0962$  a  $c_2=0,45$ , von Kármánova konstanta odpovídá  $\kappa=0,4$ .

Toky tepla a hybnosti v přízemní vrstvě jsou určovány pomocí měřítkových parametrů  $u_*^*, \theta_*^*$  a  $L^*$  podle Monin-Obuchovovy teorie. Jsou odvozeny z následujících analytických funkcí profilu větru a potenciální teploty:

$$\frac{u(z)}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} - \Psi_M \left( \frac{z}{L_*}, \frac{z_0}{L_*} \right), \quad (2.13)$$

$$\frac{\theta(z) - \theta(z_0)}{\theta_*} = 0.74 \ln \frac{z}{z_0} - \Psi_H \left( \frac{z}{L_*}, \frac{z_0}{L_*} \right), \quad (2.14)$$

kde  $\Psi_H$  a  $\Psi_M$  jsou integrované stabilitní funkce podle Paulsona (1970) s použitím koeficientů podle Busingera et al. (1971),  $u(z)$  a  $\theta(z)$  jsou modelové hodnoty v první úrovni nad  $z=z_0$ .

Radiační schéma v modelu KAMM je založeno na rovnicích popsaných v pracích Goodyho (1964) a Kondratjeva (1976). Intenzita krátkovlnného záření po průchodu atmosférou a intenzita difuzního záření je počítána pomocí solární konstanty a empirické funkce obsahu vodních par podél trasy slunečních paprsků. Dlouhovlnná bilance záření je počítána z teploty zemského povrchu a první modelové hladiny, albeda a obsahu vodní páry. Dopadající krátkovlnné záření je určeno sklonem zemského povrchu a geometrií terénu v daném místě. Rovnice tepelné a vodní bilance, které se řeší v  $z=0$ , jsou propojeny s vlhkostním a tepelným polem pod zemským povrchem.

Vrstva vegetačního porostu je charakterizována průměrnou rychlostí větru, teplotou a vlhkostí povrchu rostlin a teplotou a vlhkostí vzduchu uvnitř vrstvy. Vrstva absorbuje krátkovlnnou radiaci, vyměňuje si dlouhovlnnou radiaci, teplo a vlhkost s půdou a atmosférou, přijímá srážky a kořeny odebírá vodu z povrchové vrstvy půdy. Do vegetačního modelu vstupují základní meteorologické proměnné (teplota, vítr a vlhkost) z přízemní vrstvy numerického modelu a přichodí krátkovlnné a dlouhovlnné záření. Je potřeba také inicializovat teplotu a vlhkost půdy. Výstupem vegetačního modelu jsou pak především vítr, teplota a vlhkost vrstvy, turbulentní a latentní tok tepla a profily teploty a vlhkosti v půdě. Detailní popis modelu pro vegetační a půdní vrstvu a jeho verifikaci na experimentálních datech lze najít v článku Schädler et al. (1990).

Jedním z nejdůležitějších výstupů ze simulací pole proudění je pro tuto práci směšovací délka. Její velikost je v modelu KAMM počítána prognostickou rovnicí podle Deardorffa (1974):



$$\frac{dz_i}{dt} - w(z_i) = 1.8 \frac{w_*^3 + 1.1u_*^3 - 3.3u_*^2|f|z_i}{\frac{gz_i^2}{\theta_v(d+z_0)} \frac{\partial \theta_v^+}{\partial z} + 9w_*^2 + 7.2u_*^2}, \quad (2.15)$$

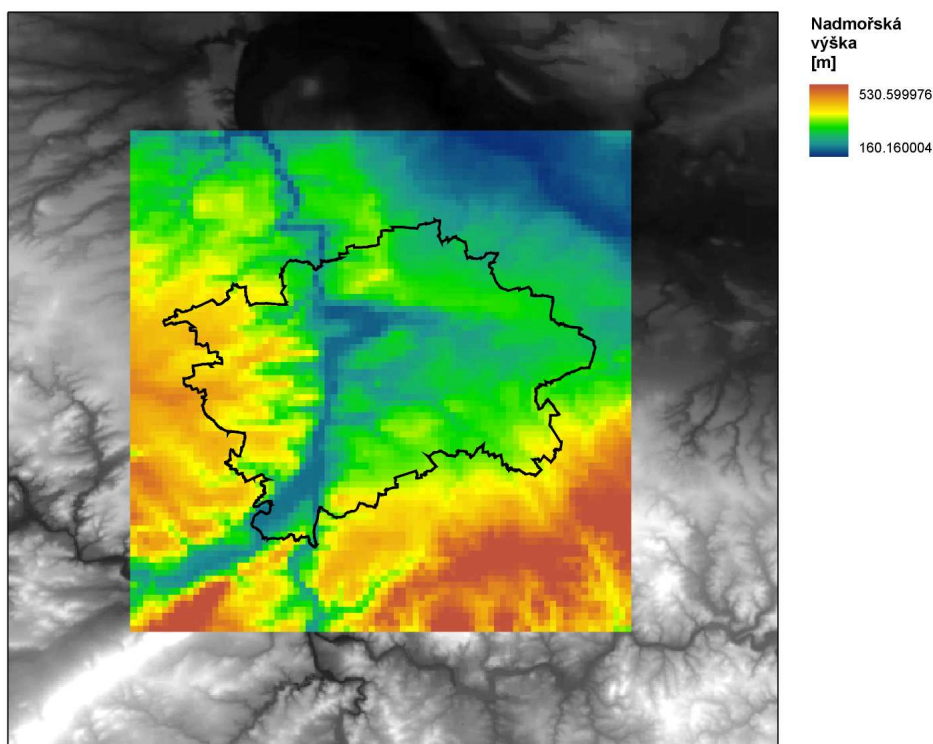
kde  $\theta_v(d+z_0)$  je virtuální potenciální teplota ve výšce  $d+z_0$  nad zemí a  $\partial \theta_v^+ / \partial z$  je vertikální gradient virtuální potenciální teploty v konvektivní vrstvě. Rozměrový parametr vertikální rychlosti  $w_*$  je určen jako:

$$w_* = \left( -\frac{gz_i u_* \theta_*}{\theta_v(d+z_0)} \right)^{1/3}. \quad (2.16)$$

Směšovací délka tak odpovídá vývoji nestabilně zvrstvené části mezní vrstvy, který závisí na přísunu radiační energie. V době stabilního zvrstvení při zemském povrchu, což většinou odpovídá záporné radiační bilanci, se konvektivní vrstva nerozvíjí a směšovací délka klesá k nule (resp. se rovná předem nastavené minimální hodnotě, což je v modelu 10 m).

## 2.4 Vstupy a nastavení modelu

Modelová doména byla zvolena tak, aby pokrývala celé území hlavního města s přesahem alespoň 2.5 km. Výpočty byly zpracovány v Gauss-Kruegerových souřadnicích systému S42, jelikož osa  $y$  zde lépe odpovídá severnímu směru než ve druhém, běžně používaném souřadném systému (JTSK). Hranice zpracovaného území tvořily souřadnice na ose  $x$  3342000 a 3382000 a na ose  $y$  5528000 a 5568000. Doména měla 80 x 80 bodů, což znamená horizontální rozlišení 500 m. Polohu modelové domény ukazuje obrázek 2.2, na kterém je také zobrazen použitý digitální model terénu v použitém horizontálním rozlišení (500 m). Ve vertikálním směru běžel výpočet na 35 hladinách a horní hranice domény byla nastavena na 2500 m, což je vzhledem k členitosti pražské kotliny dostatečné. Výška nejnižší hladiny nad zemí odpovídala zhruba 2,5 m nad povrchem a další hladiny byly definovány přibližně v 10 m a 22 m nad zemí.



*Obr. 2.2. Modelová doména*

Parametr drsnosti povrchu a výška posunutí byly pro uzlové body modelové domény určeny metodou popsanou v části 2.5. Ostatní parametry modelu KAMM (parametry vegetačního a půdního modelu) byly nastaveny na výchozí hodnoty pro jednotlivé kategorie povrchu. Jejich prostorové rozložení pak bylo definováno z land-cover klasifikací CORINE. Konkrétní hodnoty parametrů uvádí příloha 1.

Inicializace modelu byla pro jednotlivé scénáře provedena jejich definovanými vstupními parametry (směr a rychlost geostrofického větru, gradient potenciální teploty, datum a čas). Vstupní hodnoty velkoměřítkového vertikálního profilu relativní vlhkosti vzduchu a teplota vzduchu v nejnižší hladině byly počítány jako průměry výstupů globálních reanalýz NCEP/NCAR pro dané období. Ze zmíněných vstupů počítá model KAMM při inicializaci pole proměnných základního stavu, přičemž příslušnou metodu výpočtu popisuje Adrian (1987).

## **2.5 Určení parametru drsnosti povrchu a výšky posunutí na základě digitálního modelu budov**

Parametr drsnosti povrchu a výška posunutí jsou jedny z nejdůležitějších parametrů povrchu vstupujících do numerického modelu. A pro složité městské povrchy to platí zvláště. Vztah obou parametrů k vertikálnímu profilu větru byl popsán v části 2.1. V posledních letech se objevila řada modelů používaných pro výpočet výšky posunutí a

parametru drsnosti povrchu nepravidelné skupiny budov ve městě (MacDonald, 1998; Raupach, 1994; Bottema 1996). Srovnání těchto metod bylo provedeno například v práci Colina (2001), kde se na testovacích datech ze Štrasburku nejlépe osvědčil model Bottemův. Tato metoda byla proto vybrána pro určení parametru drsnosti povrchu pro simulace pole proudění modelem KAMM a pro model tepelné bilance.

Metoda je založená na následujícím vztahu (Bottema, 1996):

$$z_0 = (z_{ref} - z_d) \exp\left(-\frac{\kappa}{\sqrt{0.5C_{Dh}\lambda_f}}\right), \quad (2.17)$$

kde  $z_{ref}$  značí referenční výšku nad zemí,  $\kappa$  je Von Kármánova konstanta,  $C_{Dh}$  je součinitel odporu, který je funkcí celé řady dalších parametrů včetně tvaru a uspořádání objektů a parametr  $\lambda_f$  je definován jako plocha průmětu budov podél vektoru rychlosti větru dělená horizontální plochou analyzované zastavěné oblasti. Stejně jako v Bottemově (1998) praktické aplikaci modelu byl součinitel odporu nastaven na hodnotu pro izolovanou překážku  $C_{dh}=0,8$  a jako referenční výška  $z_{ref}$  byla použita plošně zprůměrovaná výška budov.

Jsou-li objekty působící drsnost povrchu dostatečně blízko sebe, neuplatňuje se celá jejich plocha vystavená natékajícímu proudění, ale je naopak částečně stíněná. Takové vzájemné stínění budov je v tomto případě odhadnuto pomocí výšky hladiny posunutí  $z_d$ , jejíž výpočet je založen na půdorysné hustotě  $\lambda_p$ , která je definována jako podíl referenčního území zabraného budovami, podle vztahu (Bottema, 1998):

$$z_d = h((\lambda_p)^{0.6}), \quad (2.18)$$

kde  $h$  značí plošně zprůměrovanou výšku budov.

Srovnání metody s ostatními způsoby určení parametru drsnosti povrchu uvádí také Bottema (1998). Jsou zde provedeny i testy prostorové konzistence modelů a praktické aplikace na konkrétních datech. Výsledné hodnoty spadají do očekávaných mezí kolem 1 m pro standardní zástavbu a přibližně 2.5 m pro městské centrum. V jemném rozlišení se sice objevují velmi vysoké hodnoty - až 8 m, které se ale v hrubším rozlišení zprůměrují do očekávaných mezí.

Elementární plochou pro analýzu parametru drsnosti povrchu může být buňka pravidelného rastru, která bývá označována jako „rugoxel“ (analogicky k termínu pixel, používanému v počítačové grafice) (Mestayer et al., 1997). V předkládané práci bylo vyhodnocení parametru drsnosti povrchu na území Prahy provedeno v síti s horizontálním krokem 100 m. Parametry  $\lambda_p$  a  $\lambda_f$  a průměrná výška budov  $h$  byly určeny z digitálního modelu budov a plochy zastavěného území v daném rugoxelu. Parametr  $\lambda_f$  však závisí na

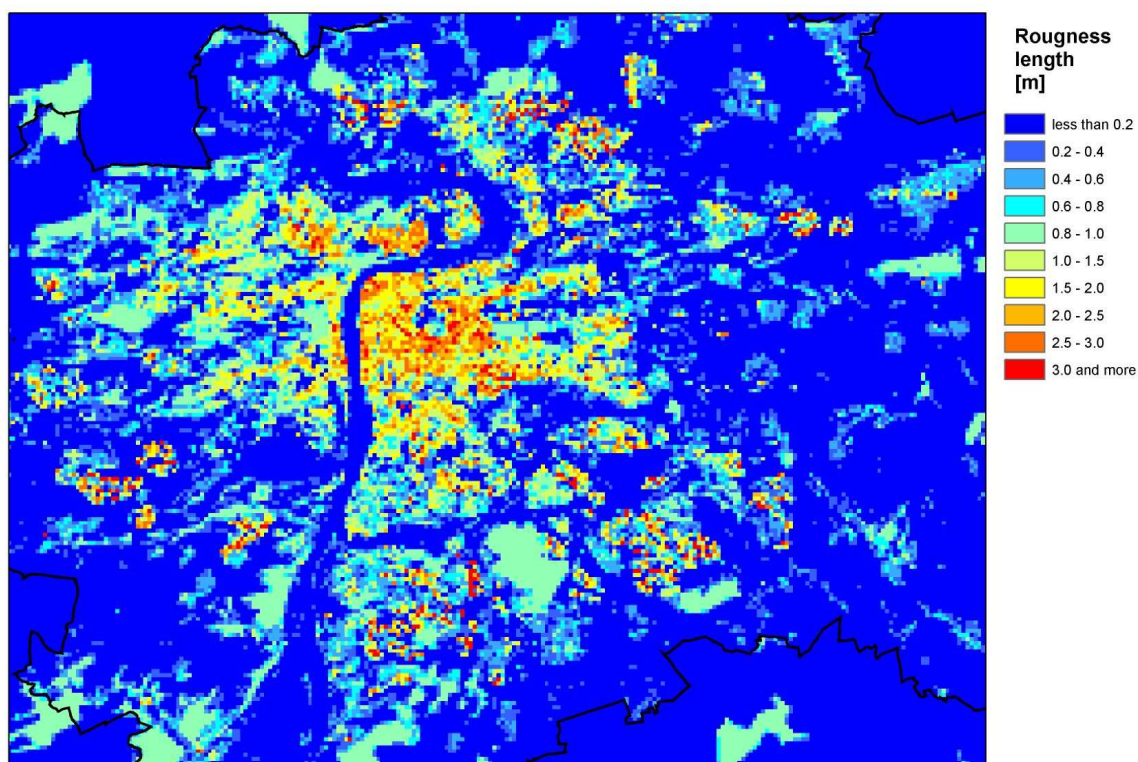
předpokládaném směru proudění a bylo ho nutné vypočítat pro každý z osmi směrů, které později definovaly jednotlivé scénáře.

V modelové doméně se samozřejmě vyskytují i jiné povrchy než zástavba a také jim bylo potřeba přiřadit oba parametry. Reprezentativní hodnoty parametru drsnosti přirozených povrchů byly tedy nastaveny na 0.0002 m pro vodní plochy a 1.0 m pro lesy, na základě intervalů popsanych Wieringou (1993). Ze stejného zdroje byly převzaty i hodnoty výšky posunutí pro obě tyto kategorie povrchu.

Nakonec zbývalo oba parametry zprůměrovat do požadovaného rozlišení. Jediným problémem je, že parametr drsnosti povrchu je měřítkový parametr, který není aditivní. Pro průměrování jednotlivých hodnot je potřeba zvolit vhodnou transformaci. Použito bylo klasické logaritmické průměrování popsané Taylorem (1987):

$$\ln(z_{0,\ln-av}) = \sum_{i=1,N} \ln(z_{0,i}), \quad (2.19)$$

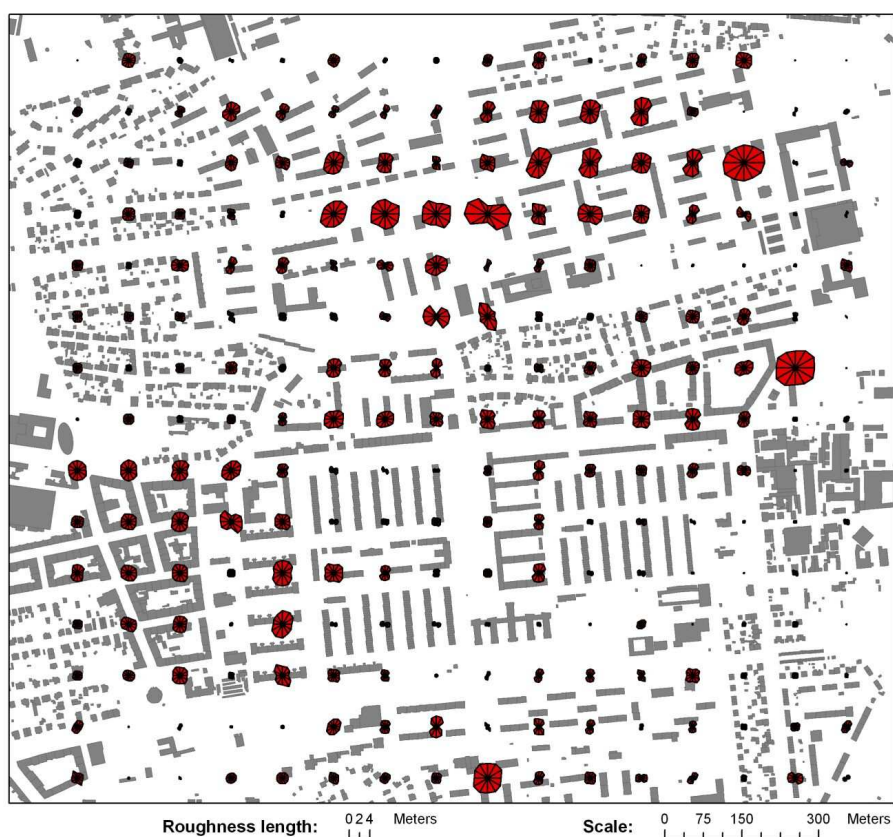
kde  $z_{0,\ln-av}$  je logaritmický průměr jednotlivých hodnot  $z_0$ .



*Obr. 2.2. Parametr drsnosti povrchu určený Bottemovou metodou*

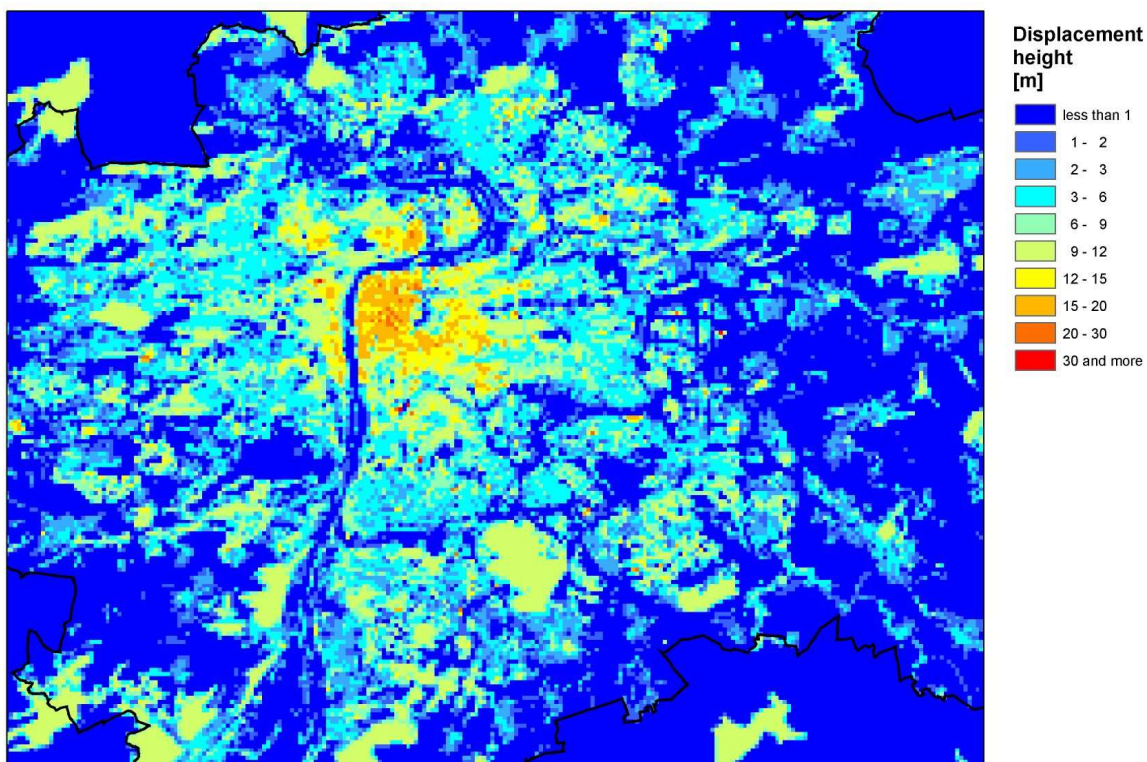
Výsledný parametr drsnosti vypočítaný pro azimuty  $0^\circ$  a  $180^\circ$  (severní a jižní proudění) ukazuje obrázek 2.2. Je na něm vidět, že hodnoty parametru se při 100 m horizontálním rozlišení v zastavěných oblastech pohybují až kolem 3 m nejen v centru města. Jedná se však jen o izolované oblasti, které byly na hrubším 500 m rozlišení shlazeny. Naprostá většina hodnot pro zastavěná území odpovídá intervalům, které získal Wieringa (1993) z dostupných experimentálních dat. Rozsáhlé oblasti vyšších hodnot parametru drsnosti se objevují podle očekávání v hustě zastavěném centru města. Naopak na předměstských sídlištích se objevují ostré přechody relativně nízkých a vysokých hodnot parametru. Obrázek 2.3 ukazuje parametr drsnosti povrchu jako funkci směru větru.

Vypočtená výška posunutí je pro 100 m rozlišení znázorněna na obrázku 2.4. Je zde vidět, že se hodnoty v jednotlivých čtvercích nemění tolik jako u předešlého parametru. Směrem do centra se s hustotou zástavby výška posunutí zvětšuje až ke 20 m, což opět odpovídá hodnotám uváděným Wieringou (1993).



*Obr 2.3. Parametr drsnosti povrchu jako funkce směru proudění*





*Obr. 2.4. Výška posunutí pro zastavěná území počítaná jako funkce hustoty půdorysné plochy budov*

## 2.6 Metoda výpočtu průměrného pole proudění pomocí scénářů

Použití množiny scénářů, definovaných určitým směrem a rychlostí natékajícího proudění a určitým teplotním zvrstvením atmosféry, k modelování statistických charakteristik pole větru nad omezenou oblastí bylo popsáno Svobodou (1996). Základní ideou je zmenšení počtu simulovaných případů proudění vzduchu.

Výpočet pole proudění pomocí modelů, které lze řešit jen přibližnými numerickými metodami, vyžaduje velké množství výpočetního času, zvláště ve výpočetních sítích s malým horizontálním krokem řádu stovek metrů. Ke zpracování spočtené rychlosti větru obvyklými statistickými postupy by bylo nutné modelovat pole proudění během velmi dlouhého intervalu reálného času. Takový výpočet by byl mimořádně náročný na výpočetní techniku, a proto se simulace realizují jen pro jistou malou množinu elementárních případů natékajícího proudění (scénářů). Scénáře by měly být vybrány takovým způsobem, aby jejich následné statistické zpracování umožnilo získat hodnověrné hodnoty statistických charakteristik směru a rychlosti větru.

Podle výše uvedené koncepce se tedy matematické modelování statistických charakteristik větru skládá ze dvou nezávislých kroků. Prvním je výpočet vybraných scénářů proudění

vzduchu dynamickým modelem proudění, druhým pak výpočet statistických charakteristik pomocí množiny spočtených scénářů.

Vybraných scénářů by na jednu stranu mělo být co nejméně, ale na druhou stranu by měly umožnit co možná nejlepší popis každého skutečného případu natékajícího proudění. Nejdůležitějším parametrem pro výběr natékajícího proudění je jeho směr. Ten totiž určuje tvar zemského reliéfu, přes který se musí vzduchová částice pohybovat, aby se dostala do počítaného stanoviště. Dalšími parametry byly rychlost natékajícího proudění, teplotní zvrstvení, a jelikož model zahrnuje radiační bilanci, tak i denní a roční doba.

Další postup připomíná metody fyzikálního modelování. Podobně, jako při fyzikálním modelování v aerodynamickém tunelu, jsou i v tomto případě spočtené výsledky používány v bezrozměrné formě. Natékající rychlost pro simulované scénáře je známa. Aby však mohly být tyto scénáře použity při statistickém zpracování, musela by být ke každé reálné meteorologické situaci přiřazena odpovídající rychlost natékajícího proudění. Pro tento účel lze použít charakteristiky geostrofického proudění počítané z globálních reanalýz. Druhou možností je použití povrchové referenční stanice. V tomto případě se nepracuje s klasickým bezrozměrným polem rychlosti (rychlost proudění dělená natékající rychlostí), ale je používán poměr rychlosti mezi referenční meteorologickou stanicí a požadovaným počítaným stanovištěm. Matematický model tedy bude sloužit k určení poměru dvou rychlostí větru: rychlost na počítaném stanovišti ku rychlosti na referenční stanici.

Za referenční stanici lze označit meteorologickou stanici s kvalitní a dlouhou řadou měření směru a rychlosti větru (případně i dalších meteorologických prvků, které by se daly použít pro upřesnění výběru odpovídajících scénářů). Referenční meteorologická stanice by měla poskytovat reprezentativní hodnoty z hlediska simulovaných polí (tj. neměla by být významně ovlivněna měřítky menšími než je rozlišovací schopnost použitého modelu). Jako referenční data byly při výpočtu použity dva zdroje informací. Prvním byly reanalýzy NCEP/NCAR, z nichž do výpočtu vstupovaly směr a rychlost geostrofického proudění na hladině 925hPa a teplotní zvrstvení. Druhými referenčními daty byla měření směru a rychlosti větru na stanici Ruzyně, přičemž stabilita atmosféry byla opět brána z reanalýz. Přesnější výsledky lze očekávat od druhé metody, neboť chyby v okrajových podmínkách a většina chyb modelu se projeví na referenční stanici pravděpodobně podobným způsobem jako na počítaném stanovišti.

Nejbližší scénáře k reálnému případu natékajícího proudění jsou vybrány tak, aby simulované hodnoty směru a rychlosti co nejlépe odpovídaly hodnotám změřeným na referenční stanici. Při zadaných vlastnostech natékajícího proudění je rozdíl v rychlostech větru mezi počítaným stanovištěm a referenční stanicí určen jen obtékaným terénem. Postup výpočtu rychlosti proudění v daném místě lze určit následujícím způsobem: pro každý scénář  $i$  je určena změna směru větru mezi referenční stanicí a počítaným

stanovištěm jako diference  $D(i)$  mezi směry větru na obou lokalitách. Oproti tomu změna rychlosti je určena jako poměr rychlostí  $R(i) = (\text{rychlost na počítaném stanovišti}) / (\text{rychlost na referenční stanici})$ . Na počítaném stanovišti je nutné určit virtuální časovou řadu směrů  $D_S(j)$  a rychlostí  $U_S(j)$ ,  $j=1,2,\dots$  tak, že každému  $j$ -tému měření směru a rychlosti  $D_R(j)$ ,  $U_R(j)$  jsou na referenční stanici přiřazeny odpovídající virtuální hodnoty  $D_S(j)$ ,  $U_S(j)$  podle vztahů:

$$D_S(j) = D_R(j) + D(i), \quad U_S(j) = U_R(j) \cdot R(i),$$

kde index  $i$  určuje scénář, který na referenční stanici nejlépe vyhovuje hodnotám  $D_R(j)$ ,  $U_R(j)$ . Nachází-li se rychlost větru v intervalu mezi minimální a maximální hodnotou scénářů spočtených pro daný směr, lze získat  $R(i)$  interpolací mezi nimi. Další interpolace byly mezi scénáři provedeny podle skutečného teplotního zvrstvení, denní doby a roční doby. Virtuální řadu směru a rychlosti větru na počítaném stanovišti lze poté zpracovat standardními statistickými postupy.



## 3. Výsledky modelování pole proudění nad Prahou

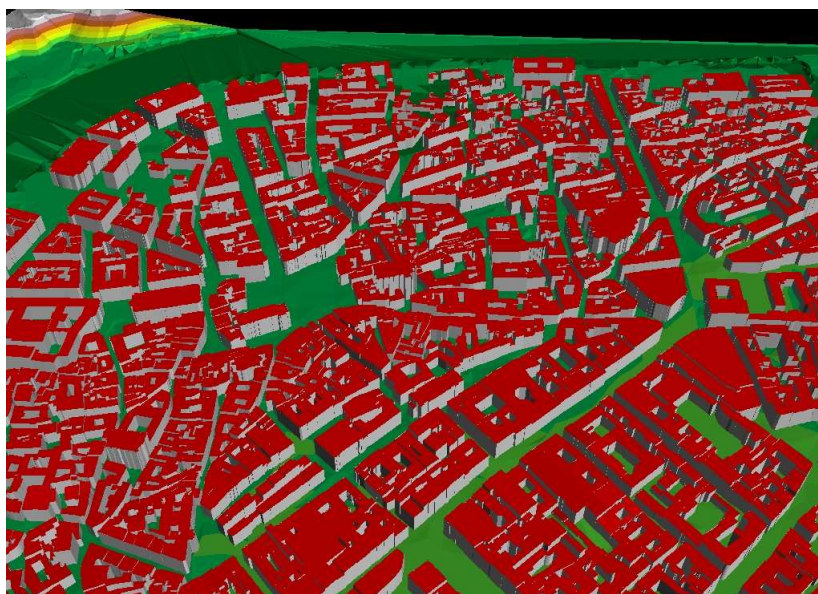
### 3.1 Data použita při výpočtu

#### 3.1.1 Geografická data

Jako popis reliéfu na území města byl vybrán vojenský digitální model terénu DMR2. Nadmořské výšky udává v pravidelné síti bodů s rozestupem 100 m a pracuje v Gauss-Krügerových souřadnicích. Do požadovaného hrubšího rozlišení byl terén průměrován.

K určení většiny parametrů zemského povrchu (všechny kromě parametru drsnosti a výšky posunutí) v modelu KAMM byla vybrána široce rozšířená mezinárodní klasifikace land-cover CORINE. Klasifikace pokrývá celé území České republiky a obsahuje hierarchický systém kategorií typu pokrytí povrchu, například tři typy lesa, ale i několik komplexních kategorií. Pro zastavěná území rozlišuje dva typy zástavby, přičemž hustě zastavěné území se v Praze vyskytuje převážně v centru. Přesnost zpracování klasifikace odpovídá měřítku 1:100 000, což je při daném horizontálním rozlišení (500 m) pro výpočetní síť postačující. Pro účely modelu KAMM bylo 32 kategorií vyskytujících se na našem území dále sloučeno do osmi tříd povrchu modelu. Nakonec byl v každém čtverci povrchu modelové domény určen převládající typ povrchu a výsledek převeden do formátu požadovaného modelem.

K výpočtu parametru drsnosti povrchu a výšky posunutí (a dalším výpočtům týkajícím se radiační a tepelné bilance – viz dále v kapitole 4) byl zkonstruován jednoduchý digitální model budov pokrývající celé území Prahy. Výchozími informacemi byly v tomto případě geografické vrstvy definující půdorysy budov, vrstva bodů zaměřených GPS na střechách jednotlivých domů a velmi podrobný popis terénu ve formátu TIN. Všechny tři vrstvy byly poskytnuty zpracovatelem územního plánu Prahy – organizací ÚRM. Aktualizace vrstvy půdorysů i vrstva zaměřených bodů na střechách odpovídá roku 2000, tedy téměř středu časového rozpětí použitých meteorologických dat. Přiřazení výšek jednotlivým půdorysům bylo provedeno v prostředí ArcView 3.1. Nejprve byla od nadmořské výšky bodů zaměřených na střechách odečtena výška terénu, poté byl výsledek přiřazen budovám. V případě složitějších tvarů budov připadlo obvykle na jeden objekt bodů více a výšce budovy byl přiřazen jejich průměr.



*Obr. 3.1. Třírozměrná vizualizace modelu budov v centru Prahy*

Na některých místech aktualizace obou vrstev neodpovídala a nové budovy nebyly zaměřeny. Jedná se však jen o zlomek z celkového počtu a tyto objekty byly ze zpracování vyřazeny. Třírozměrnou vizualizaci budov v centru města ukazuje obrázek 3.1.

### **3.1.2 Meteorologická data**

K výpočtu a verifikaci pole proudění nad městem bylo použito časových řad ze čtyř meteorologických stanic ČHMÚ, které měří směr a rychlost větru převážně v 10 m nad povrchem, a jednoho dalšího účelového měření rychlosti a směru větru na 20 m vysokém stožáru. Jako referenční stanice, a tedy nejdůležitější informace, sloužila data z meteorologické stanice Praha-Ruzyně. Data z ostatních stanic a měření byla určena jen k porovnání s vypočtenými charakteristikami proudění. Seznam stanic a stručný popis jejich polohy uvádí tabulka 3.1.

Stanice (Indikativ)	Zeměpisné souřadnice		Gauss-Krügerovy souř.		Nadm. výška [m]	Umístění
	Z. šířka	Z. délka	X [m]	Y [m]		
Ruzyně (11518)	50° 06′ 03″	14° 15′ 28″	3446850	5552390	364	letiště, 10 m stožár
Kbely (11567)	50° 07′ 26″	14° 32′ 15″	3467050	5554860	282	letiště, střecha b.
Karlov (11519)	50° 04′ 09″	14° 25′ 40″	3459150	5548850	232	střecha budovy
Libuš (11520)	50° 00′ 27″	14° 26′ 49″	3460430	5542020	303	střecha budovy
Chuchle	50° 00′ 41″	14° 23′ 43″	3456780	5542430	196	20 m stožár

*Tab. 3.1. Seznam meteorologických měření, jejich zeměpisné a Gauss-Krügerovy souřadnice, nadmořská výška a umístění*

Ke zpracování byly vybrány údaje ze synoptických termínů z desetiletého období 1997-2006, i když pro stanici Karlov byly k dispozici jen poslední dva roky a měření v Chuchli bylo prováděno v období 23.11.1999 – 5.9.2000. Celkový počet zahrnutých měření tak u řad z profesionálních meteorologických stanic dosahuje 87600, u stanice Karlov 17520 a u chuchelského měření 6912.

Meteorologická stanice v Praze-Ruzyni se nachází v prostoru mezinárodního letiště, v blízkosti ranveje. Oblast se vyznačuje velmi malou členitostí terénu. Nejbližší okolí stanice představují travnaté plochy nebo pole, narušené jen betonovými letištními plochami či místními komunikacemi s malým provozem. Rozsáhlejší lesní porosty nebo vodní plochy v blízkém okolí nejsou. Vyskytují se, stejně jako nejbližší sídla, minimálně 3 km daleko. Jedná se o lesní komplex v Šáreckém údolí, který je vzdálen 4 km na východ, a oblast několika rybníků 4 km jižním směrem.

Anemometr byl do roku 1996 umístěn na 2 m vysokém stožáru na střeše 9 m vysoké dvoupatrové budovy meteorologické stanice. Jeho výška nad povrchem tak činila 11 m. Mechanické čidlo Metra bylo poté nahrazeno elektrickým přístrojem Vaisala, který bylo možno přesunout na samostatný desetimetrový stožár, kde nyní měření probíhá. Jeho umístění ukazuje obrázek 3.2. Vzhledem k použití datové řady počínající rokem 1997 však není potřeba zabývat se případnou nehomogenitou v datech.



**Obr. 3.2.** Umístění stožáru s anemometrem Vaisala na stanici v Praze – Ruzyni (vlevo)

**Obr. 3.3.** Umístění stožáru s anemometrem na stanici v Praze – Libuši (vpravo)

Na střeše budovy meteorologické stanice podobných rozměrů se nachází anemometr na kbelském vojenském letišti. Okolní terén lze opět považovat za rovinný. Jižním směrem ale po kilometru ostře klesá do údolí Rokytky. Nejbližšími budovami jsou letištní stavby umístěné několik set metrů na severozápad.

Anemometr na stanici v Praze – Libuši je opět umístěn na střeše její budovy. Terén nejbližšího okolí lze považovat za rovinný. Poloha stanice je odkrytá směrem na jih a západ. Na sever a na východ se rozprostírá sídliště s vysokou zástavbou. Pohled přes stožár s čidlem východním směrem je zachycen na obrázku 3.3. Mimo záběr fotografie, směrem

na západ od anemometru, je v jeho výšce ve vzdálenosti asi deset metrů umístěna satelitní anténa.



**Obr. 3.4.** Pohled na anemometr situovaný na budově MFF UK na Karlově.

*Zachyceno ze západní strany. (vlevo)*

**Obr. 3.5.** Umístění měření na stožáru v Chuchli (vpravo)

Stanice na Karlově se nachází na střeše budovy MFF UK nad svahem údolí Vltavy. Horní část svahu v blízkosti stanice porůstá stromoví, jak lze vidět na obrázku 3.4. Přestože se okolí vedle stromů vyznačuje i hustou zástavbou, v úrovni čidla se nenacházejí žádné překážky. Umístění tohoto čidla lze pravděpodobně považovat za nejkomplikovanější. Výška posunutí spočtená v odpovídajícím čtverci dosáhla 10,1 m, zatímco zaměřená výška střechy budovy je 31,15 m. Při desetimetrovém stožáru tak referenční výška činí pro srovnání s modelovými výstupy přibližně 30 m.

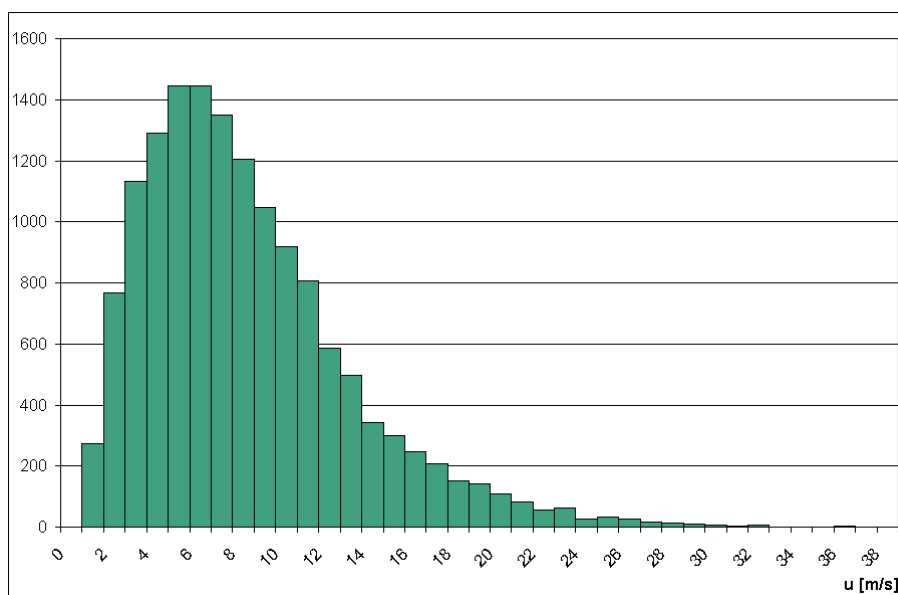
Měření v Chuchli bylo umístěno v areálu nízkých průmyslových budov, který se táhne kolem levého břehu Vltavy. Jeho umístění na 20 m vysokém stožáru dokumentuje fotografie na obrázku 3.5.

Dalším významným zdrojem meteorologických informací byly reanalýzy NCEP/NCAR, použité jako informace o teplotním zvrstvení atmosféry a jako referenční řada. Tyto rastrové reanalýzy byly poprvé vytvořeny v 90. letech minulého století a od té doby jsou pravidelně aktualizovány. Data pokrývají období od roku 1948 do současnosti. Archivy pokrývají celý svět s krokem 2,5 stupně zeměpisné šířky nebo délky a popisují stav atmosféry v 17 tlakových hladinách v termínech 00, 06, 12 a 18UTC. Data jsou produkována numerickým modelem, který asimiluje data z širokého spektra zdrojů zahrnujících aerologická a letecká měření, pozorování na synoptických stanicích a satelitní snímky. Jsou archivována také jako denní průměry.

### 3.2 Popis sady vypočtených scénářů

K určení statistických charakteristik pole větru výše popsanou metodou (viz část 2.6) bylo nejprve potřeba vybrat a vypočíst scénáře pro jednotlivé situace. Každý běh byl definován rychlostí a směrem geostrofického větru, stabilitou teplotního zvrstvení, denní dobou a roční dobou. Počty kategorií pro vstupní proměnné musely být voleny tak, aby bylo možno výsledný počet scénářů nasimulovat v rozumném časovém období.

Simulace byly provedeny vždy pro osm směrů a tři rychlosti geostrofického proudění. Rozdělení směru definovaného geostrofického větru bylo pravidelné po  $45^\circ$ . Vstupní rychlosti geostrofického proudění byly nastaveny na 2 m/s, 5 m/s a 10 m/s. Hodnoty byly voleny tak, aby pokrývaly nejvýznamnější část statistického rozdělení geostrofické rychlosti větru na hladině 925 hPa, které ukazuje obrázek 3.6. Geostrofická rychlost 2 m/s odpovídá nejnižším hodnotám v této časové řadě, byla však vybrána s ohledem na aplikaci výpočtů v této práci – epizody vysokých koncentrací škodlivin se většinou vyznačují právě malými rychlostmi větru. Vzhledem k tomu, že význam směru je při takto nízkých rychlostech větru mnohem menší, simulace zde byly provedeny jen pro čtyři směry proudění.

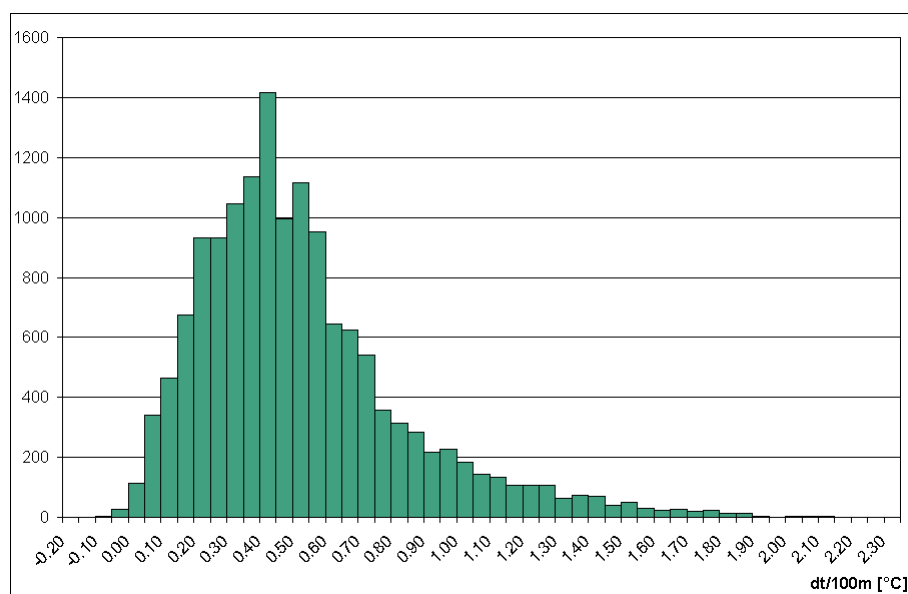


**Obr 3.6.** Četnost geostrofické rychlosti větru na hladině 925hPa v m/s v období 1997-2006 určená z reanalýz NCEP/NCAR

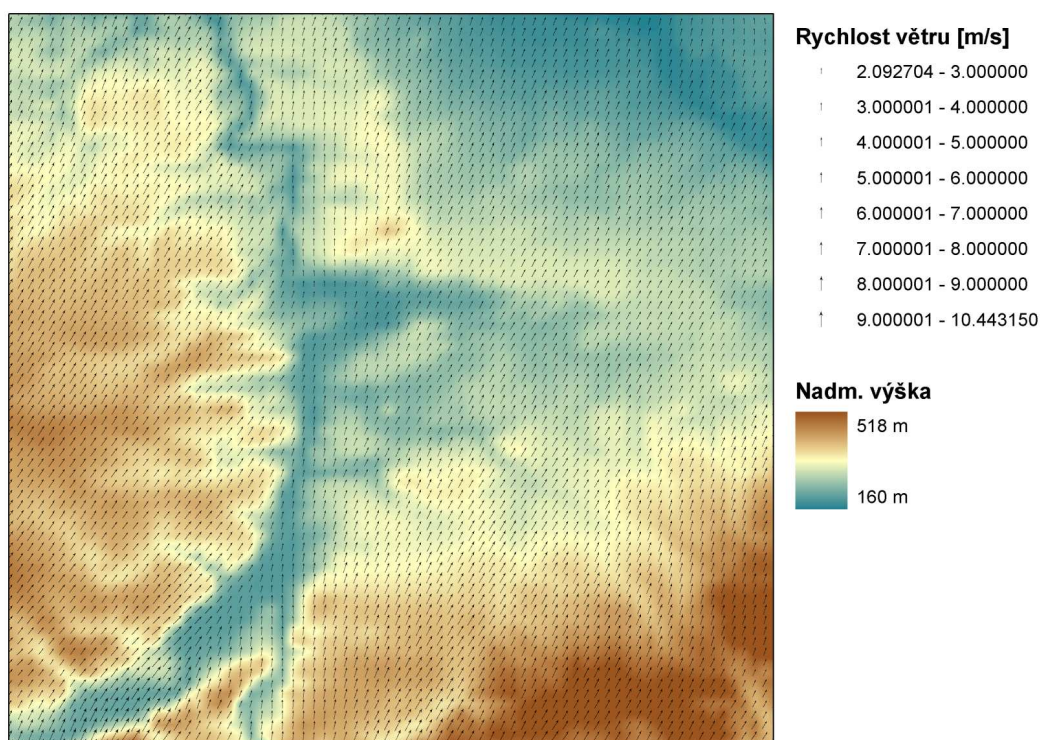
V dalším rozdělení byly scénáře počítány pro pět tříd stability teplotního zvrstvení. Nejnižší stabilitu měly scénáře s mírně stabilním zvrstvením potenciální teploty rovným  $0.25^\circ\text{C}/100\text{m}$ , nejvyšší pak scénáře s inverzním zvrstvením  $1.25^\circ\text{C}/100\text{m}$ . Gradient potenciální teploty tak byl odstupňován po  $0.25^\circ\text{C}/100\text{m}$ . Zvolený rozsah dobře pokrývá statistické rozdělení teplotního gradientu uvedené na obrázku 3.7. Mírně byly preferovány



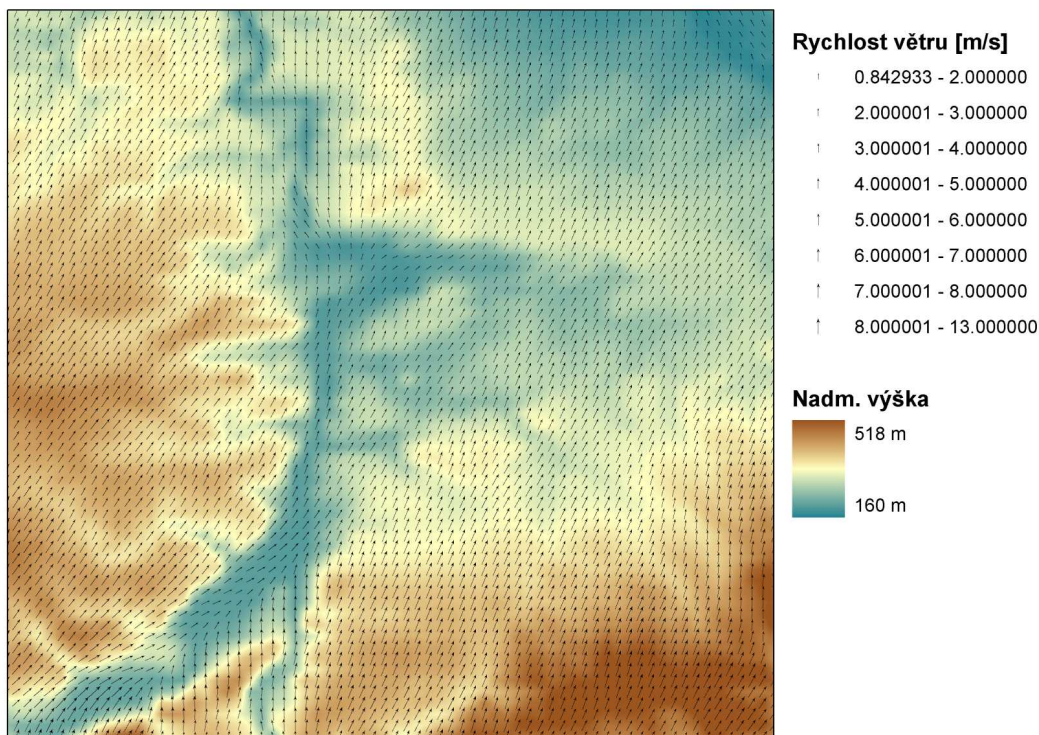
velmi stabilní gradienty, které nemají tak vysokou četnost, mají ale velký význam pro rozptylové podmínky škodlivin v atmosféře.



**Obr 3.7.** Četnost hodnot vertikálního gradientu potenciální teploty ve  $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  v období 1997-2006 určená z hladin 850 a 1000hPa reanalýz NCEP/NCAR



**Obr 3.8.** Pole větru v 10 m ve scénáři s mírně stabilním zvrstvením teploty



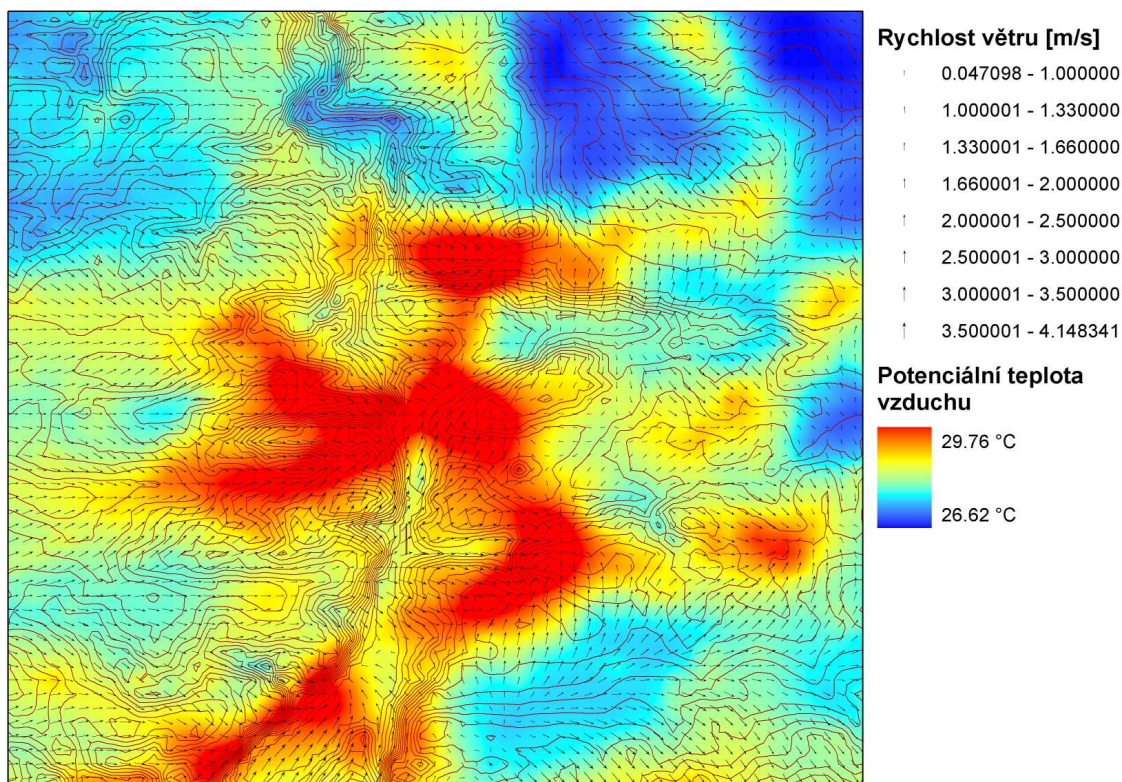
3.9. Pole větru v 10 m ve scénáři s inverzním zvrstvením teploty

Zahrnutí scénářů z celého spektra stability teplotního zvrstvení má pro výslednou statistiku velký význam. Dokumentují to obrázky 3.8 a 3.9. V případě mírně stabilního zvrstvení je vidět, že obtékání terénu je minimální a natékající jihovýchodní proudění je jen do určité míry usměrněno údolím Vltavy. Inverze teploty naopak způsobuje mnohem výraznější obtékání terénu s rozdíly mezi směry natékajícího a počítaného proudění až kolem 90° v severní části vltavského meandru.

Posledním parametrem při definici počítaných situací byla denní a roční doba, určující různé množství dopadajícího slunečního záření. Z hlediska denní doby byly výpočty provedeny pro termíny odpovídající rozlišení reanalýz NCEP/NCAR (00, 06, 12 a 18UTC). Scénáře z denních termínů (06, 12 a 18UTC) pak byly počítány pro různá roční období. V první řadě se jednalo o oba extrémny (slunovraty) a další dva scénáře byly spočteny pro rovnodennosti. Nejvyšší intenzitou přímého slunečního záření se tak vyznačovaly scénáře z 12UTC při letním slunovratu. Pro rychlosti 2 m/s a 10 m/s a západní směr větru jsou jejich výstupy znázorněny na obrázcích 3.10 a 3.11. Z nich je zřejmé, že na svazích s jižní orientací a na území definovaném v modelu jako zástavba (albedo  $\alpha=0,11$ ) jsou teploty v nejnižší modelové hladině o přibližně 2°C vyšší vlivem většího prohřívání aktivního povrchu. Při rychlejším proudění je zřejmá advekce teplého vzduchu po větru. Tyto rozdíly teplot ovšem příliš nesouvisí s městským tepelným ostrovem, který se vytváří především v noci a jehož příčiny budou popsány v další části práce. Při popsané simulaci scénářů se tepelný ostrov nemůže vytvořit, neboť je spjat s celodenním vývojem tepelné bilance a to by vyžadovalo mnohem delší běh modelu.



Celkem tedy byly scénáře rozděleny na 20 kategorií pro různé směry a rychlosti větru, 5 kategorií podle stability, 4 kategorie podle denní doby a pro denní termíny i 4 kategorie podle roční doby. Kromě toho byly scénáře také počítány s vypnutým radiačním schématem modelu. Celkem tedy bylo nutno nasimulovat 1400 situací, ze kterých mohla být pomocí referenčních řad počítána průměrná pole.



*3.10. Pole větru v 10 m a teplota ve 2 m nad povrchem při geostrofickém proudění 2 m/s*

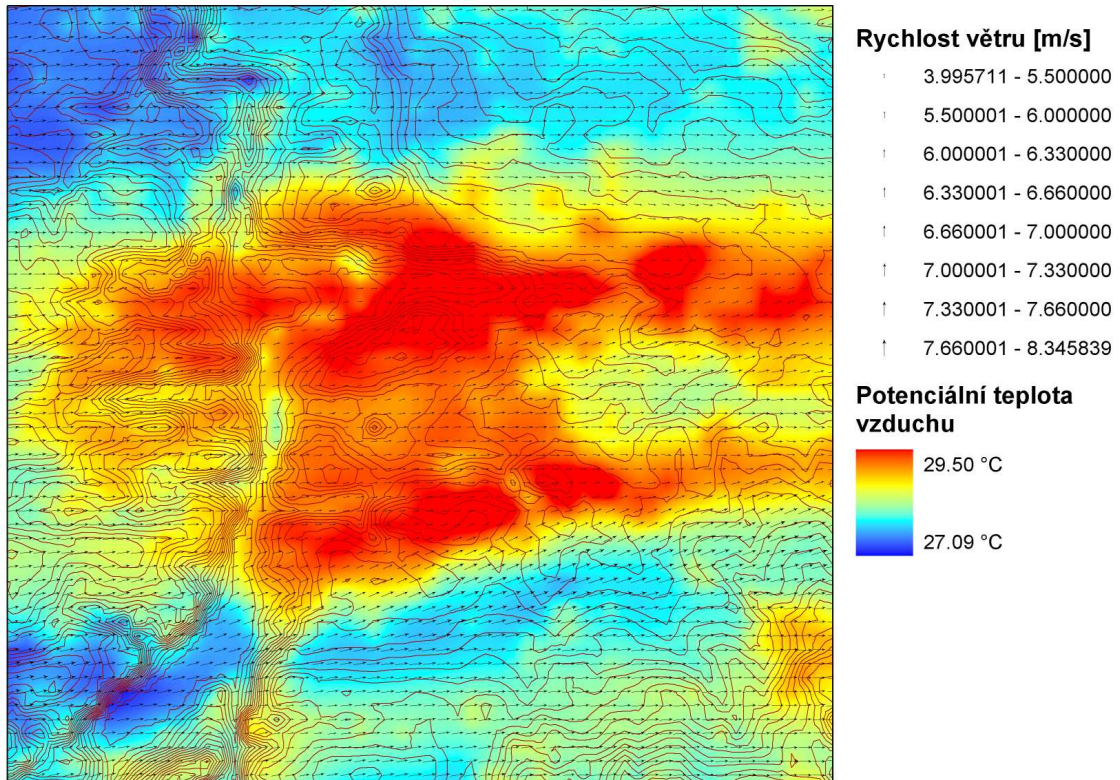
### 3.3 Výsledná pole charakterizující proudění nad městem

#### 3.3.1 Průměrná rychlost větru

Ze získaných scénářů a referenční řady měření v Ruzyni byly způsobem popsáním v části 2.6 vytvořeny mapy průměrné rychlosti větru v 10 m nad povrchem modelové domény.

Roční průměrná rychlost větru je znázorněna na obrázku 3.12. Pro centrální část města jsou průměrné rychlosti větru a větrné růžice uvedeny v příloze M1.

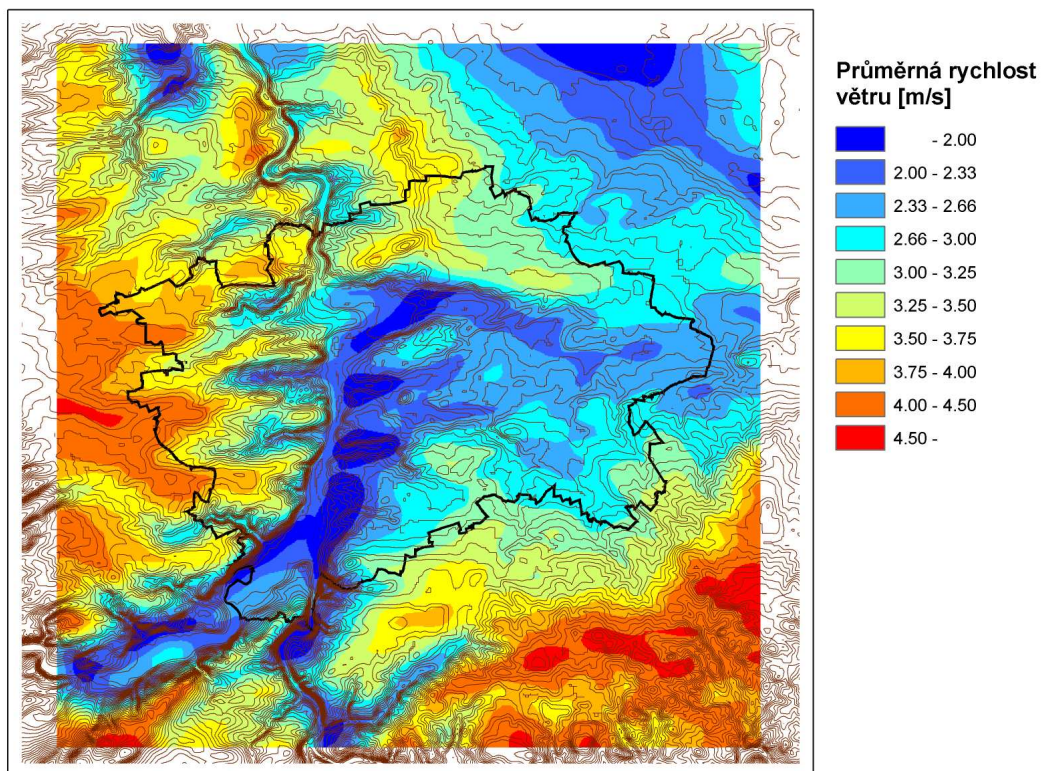




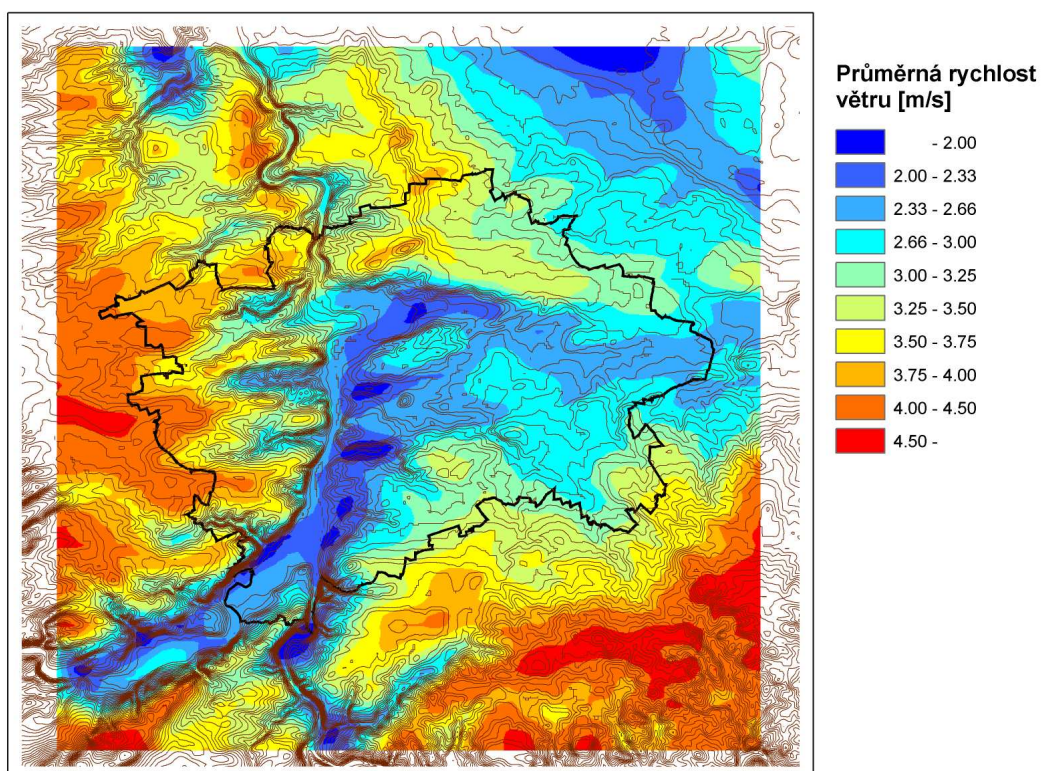
**3.11.** Pole větru v 10 m a teplota ve 2 m nad povrchem při geostrofickém proudění 10 m/s

Nejvyšší hodnoty překračující 4,5 m/s se objevují v jihovýchodní a západní části domény, kde dosahují i nejvyšších nadmořských výšek. Nejnižší průměrné rychlosti lze naopak nalézt především uvnitř vltavského údolí, kde nepřekračují 2 m/s. Průměrná rychlost větru byla také počítána pro čtyři klimatologické sezóny. Hodnoty pro jaro jsou znázorněny na obrázku 3.13. Průměrná rychlost se v tomto období příliš neliší od celoročního průměru. V létě (obrázek 3.14) průměrná rychlost větru ve vyšších částech domény výrazně klesá, ale v údolích přibližně odpovídá celoročnímu průměru. Opačná situace nastává na podzim (obrázek 3.15), kdy se rychlost větru blíží průměru ve vyšších polohách oblasti, zatímco v údolích klesá na nejnižší hodnoty z celého roku. Tyto rozdíly zřejmě souvisejí se stabilitou teplotního zvrstvení, protože stabilnější atmosféra na podzim zabraňuje turbulentní výměně mezi vzduchem v údolích a nad plošinou. Tyto velké rozdíly v rychlostech větru přetrvávají i v zimě (obrázek 3.16), která tradičně představuje nejméně větrnou sezónu.



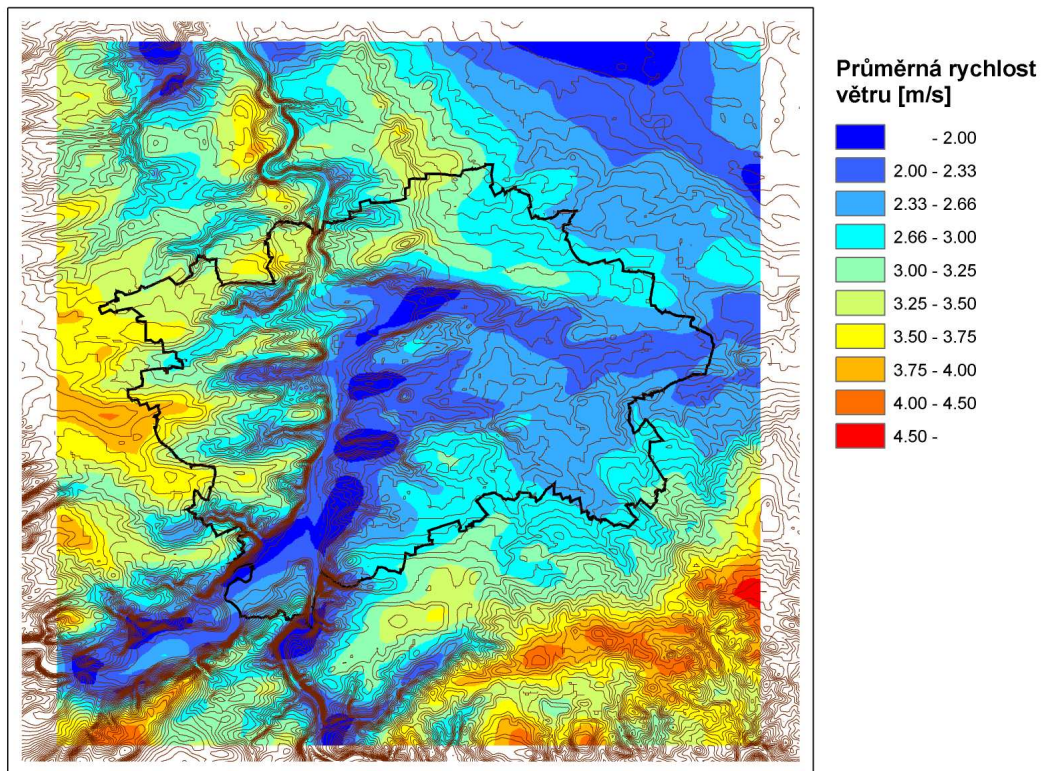


*Obr. 3.12. Průměrná rychlost v 10 m nad povrchem vypočtená modelem KAMM*

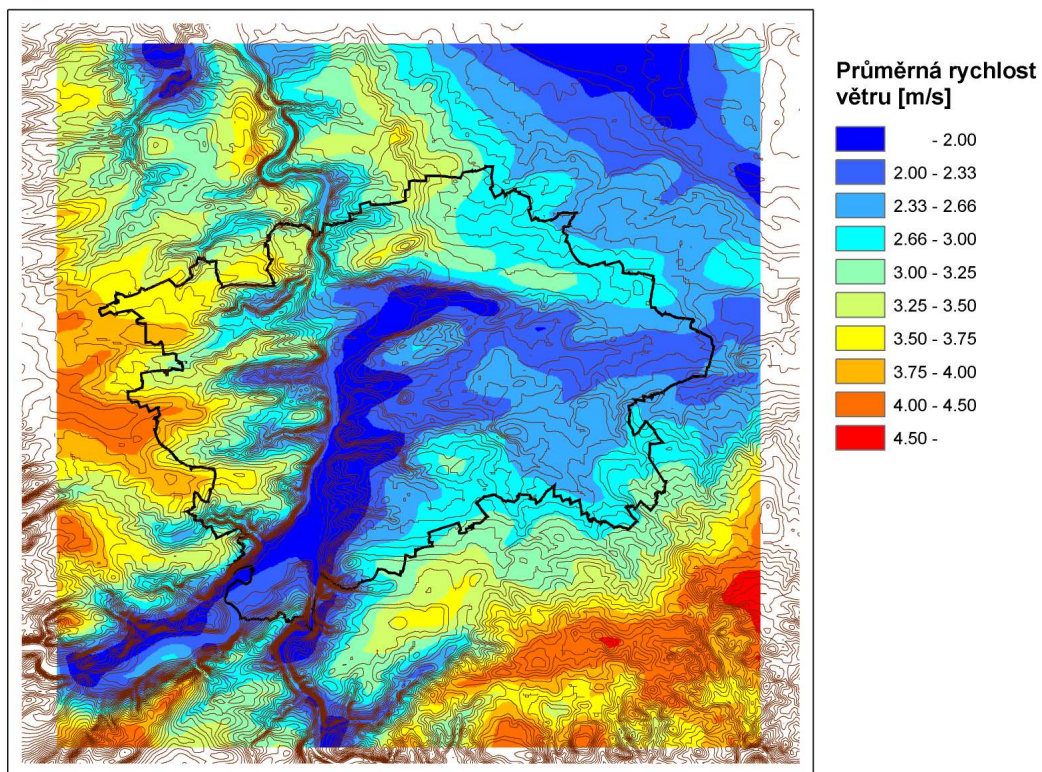


*Obr. 3.13. Průměrná rychlost v 10 m nad povrchem vypočtená modelem KAMM pro jarní období (březen-květen)*



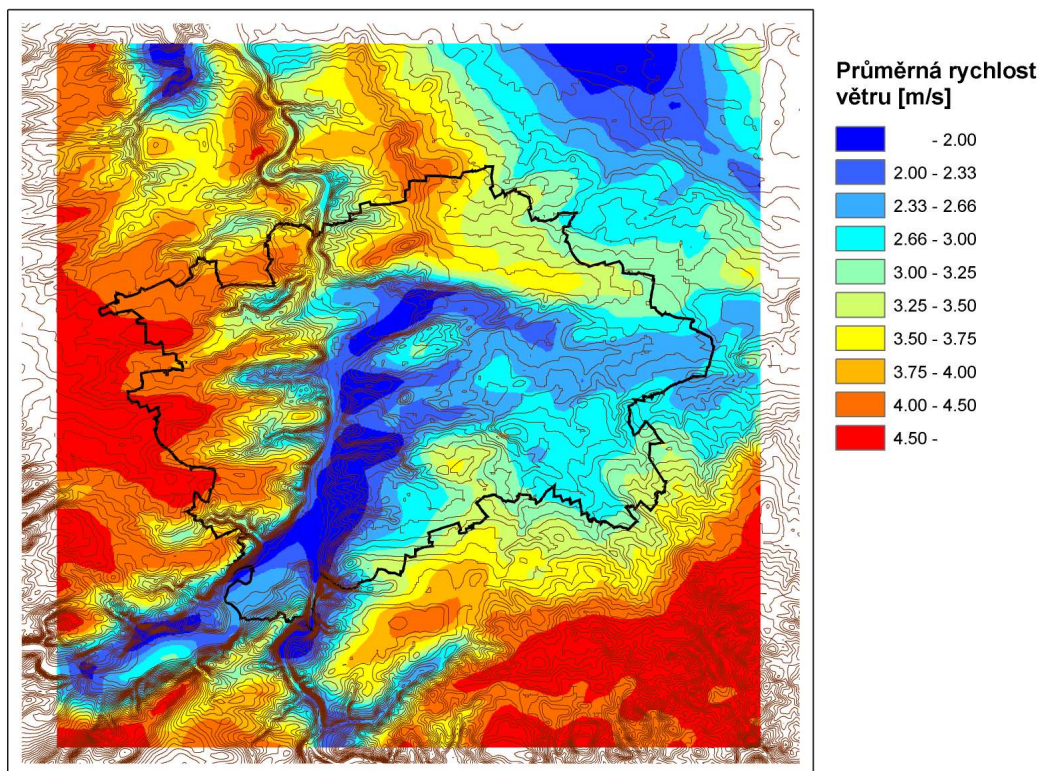


*Obr. 3.14. Průměrná rychlost v 10 m nad povrchem vypočtená modelem KAMM pro letní období (červen-srpen)*



*Obr. 3.15. Průměrná rychlost v 10 m nad povrchem vypočtená modelem KAMM pro podzimní období (září-listopad)*





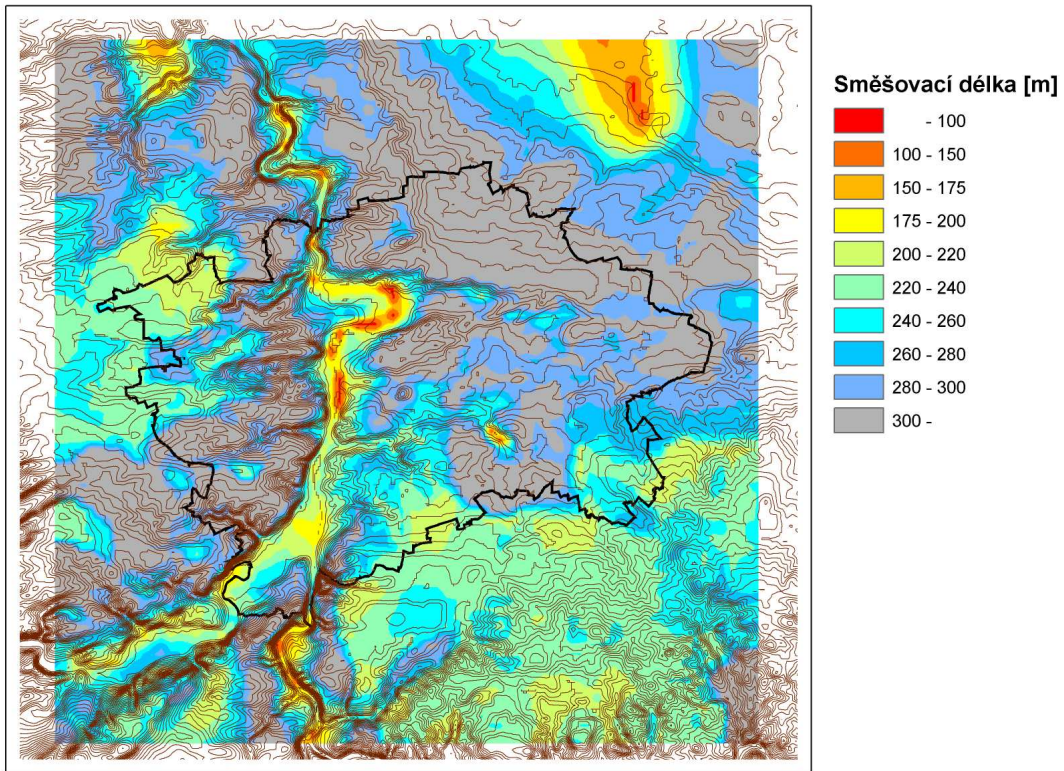
*Obr. 3.16. Průměrná rychlost v 10 m nad povrchem vypočtená modelem KAMM pro zimní období (prosinec-únor)*

### 3.3.2 Průměrná směšovací délka

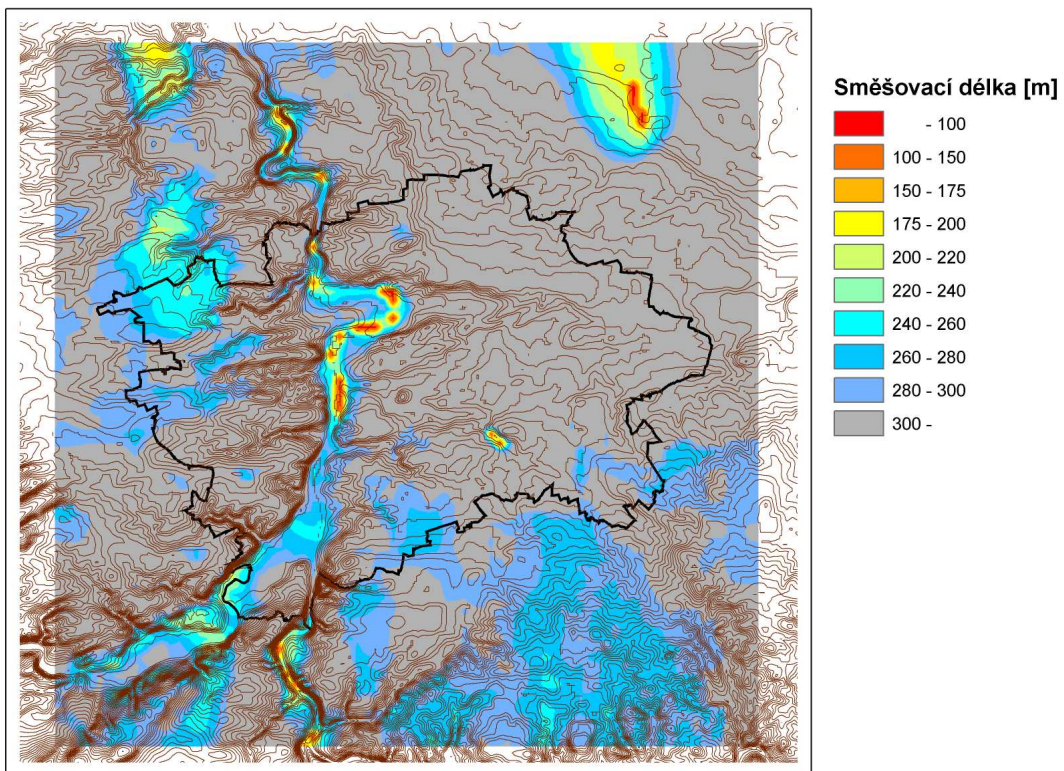
Další charakteristikou pole proudění získanou z výstupů modelu KAMM byla směšovací délka. Denní hodnoty této proměnné byly brány přímo z výstupů modelu a noční hodnoty byly určeny postupem uvedeným v části 2.2. Celoroční průměry směšovací délky jsou znázorněny na obrázku 3.17. Nejnižší hodnoty nepřekračují 100 m a soustřeďují se do údolních poloh. Na plošině lze naopak nalézt průměry nad 200 m, které na poměrně rozsáhlém území překračují i 300 m.

Průměrná směšovací délka byla určena i zvlášť pro letní a zimní sezónu. V létě (obrázek 3.18) dosahuje vlivem vyšší insolace a konvekce směšovací vrstva výše a na většině míst je denní průměr směšovací délky nad 300 m. Výjimku tvoří zejména údolí Vltavy. Průměrné hodnoty směšovací délky v zimním období ukazuje obrázek 3.19. V tomto období jsou průměry nad 300 m výjimečné a i ve vyšších částech domény se objevují rozsáhlé oblasti s průměrnou směšovací délkou kolem 150 m. Minimální hodnoty se nicméně opět nacházejí v údolích a oblast s průměry pod 100 m je viditelně větší.



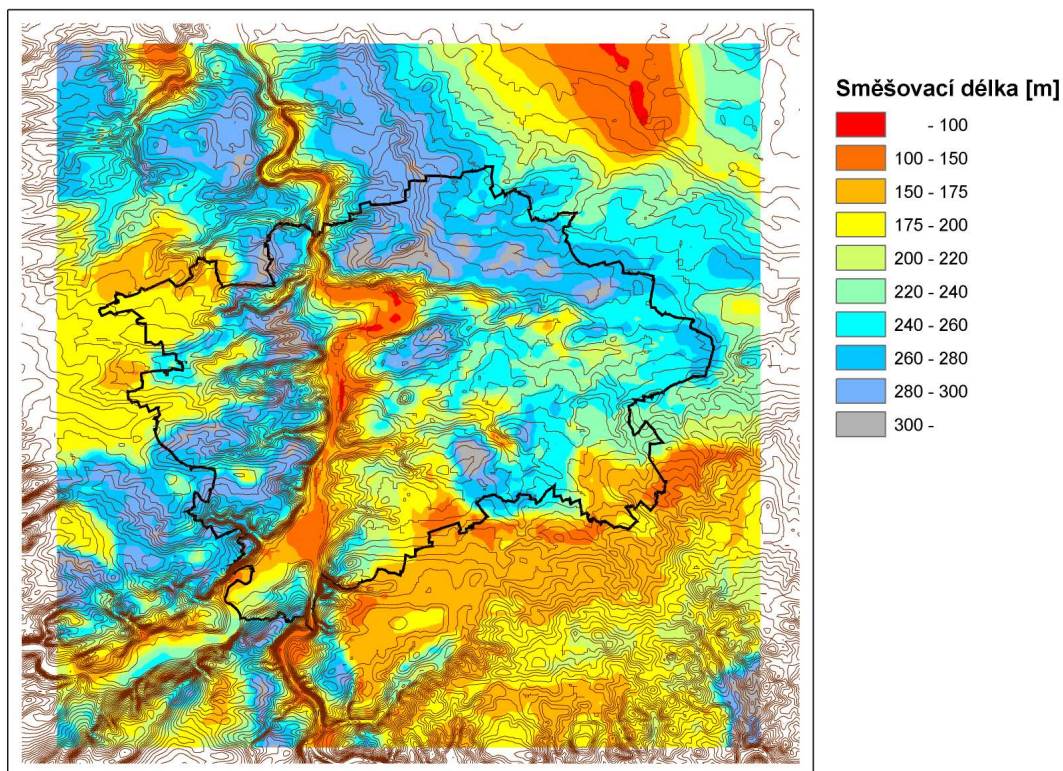


*Obr. 3.17. Průměrná směšovací délka vypočtená modelem KAMM.*



*Obr. 3.18. Průměrná směšovací délka vypočtená modelem KAMM pro letní období (červen-srpen)*





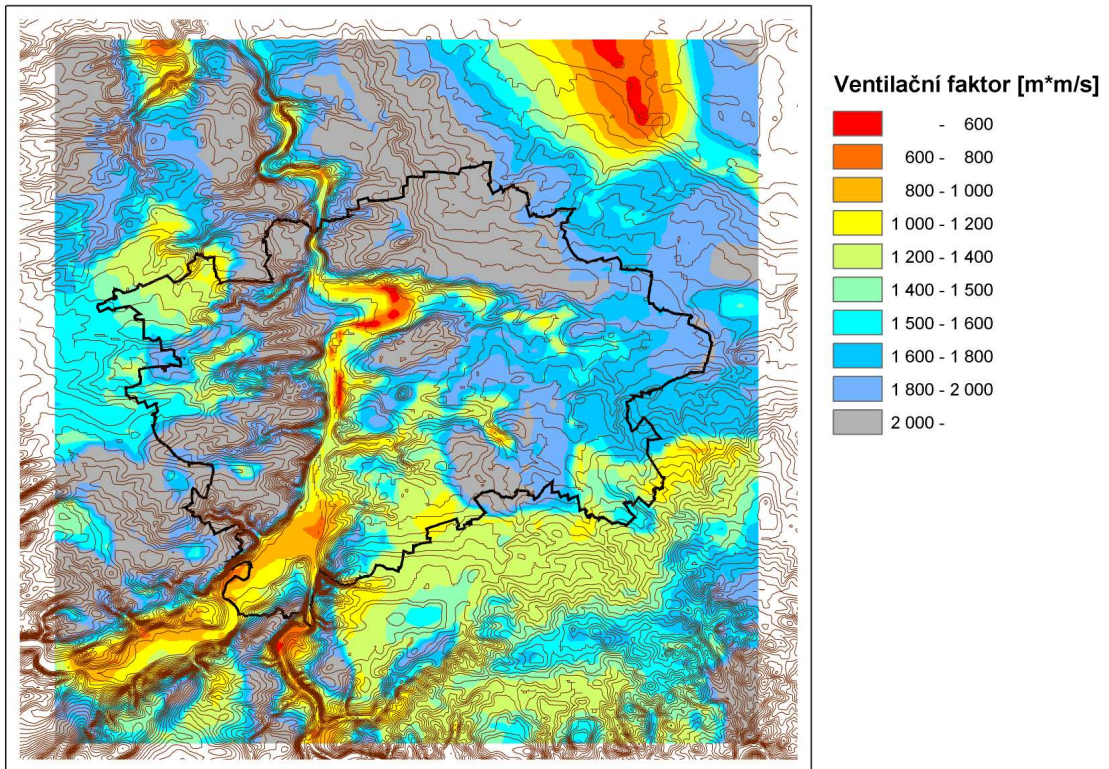
*Obr. 3.19. Průměrná směšovací délka vypočtená modelem KAMM pro zimní období (prosinec-únor)*

### 3.3.3 Průměrný ventilační faktor

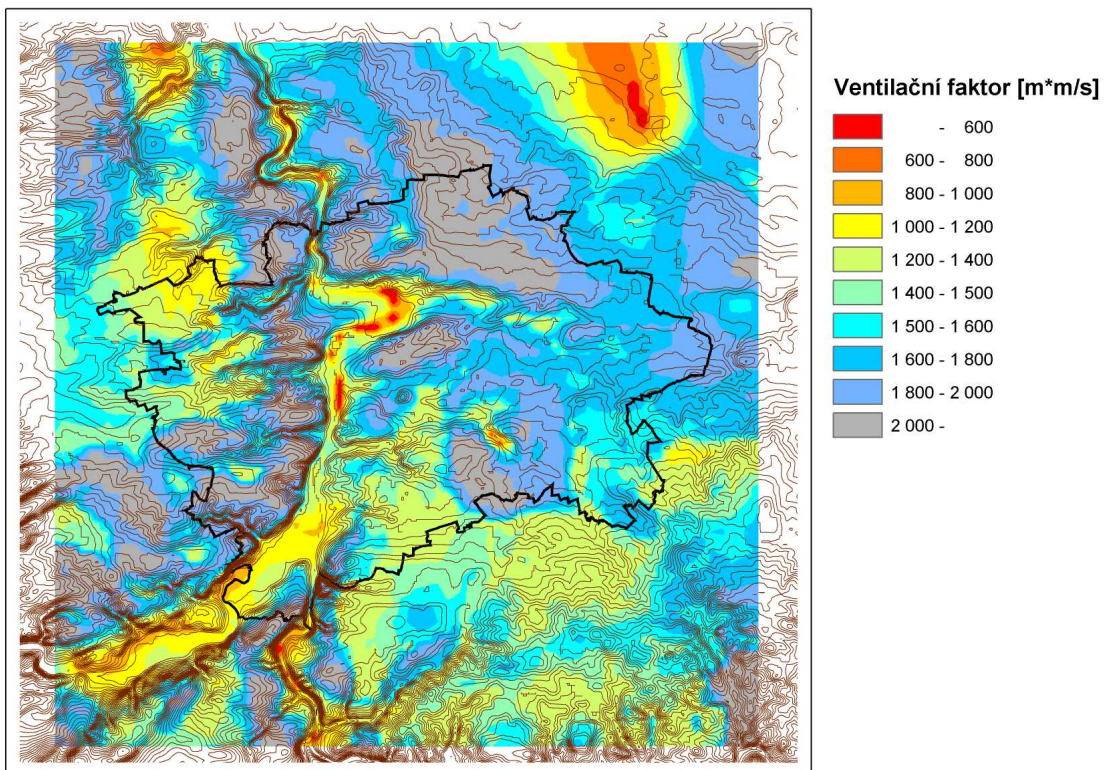
Poslední charakteristikou pole proudění založenou na výstupech modelu KAMM byl ventilační faktor. Jak již bylo uvedeno v části 2.2, je definován jako součin směšovací délky a průměrné rychlosti větru ve směšovací vrstvě.

Celoroční průměry ventilačního faktoru jsou znázorněny na obrázku 3.20. Jak je zde vidět, jeho prostorové rozložení přirozeně odpovídá rozložení směšovací délky. Minimální hodnoty pohybující se kolem  $600 \text{ m}^2/\text{s}$  lze opět nalézt na dně vltavského údolí, maxima přesahují  $2000 \text{ m}^2/\text{s}$  a objevují se na exponovanějších místech s dostatečnou směšovací délkou. V letním období (obrázek 3.21) je patrný nárůst ventilačního faktoru v údolních polohách, jinak hodnoty odpovídají celoročnímu průměru. V zimě (obrázek 3.22) se naopak ventilace v údolích vlivem stabilního zvrstvení zhoršuje a ke zlepšení dochází jen na nejexponovanějších místech, na kterých se může projevit vliv sezónního maxima rychlosti větru.



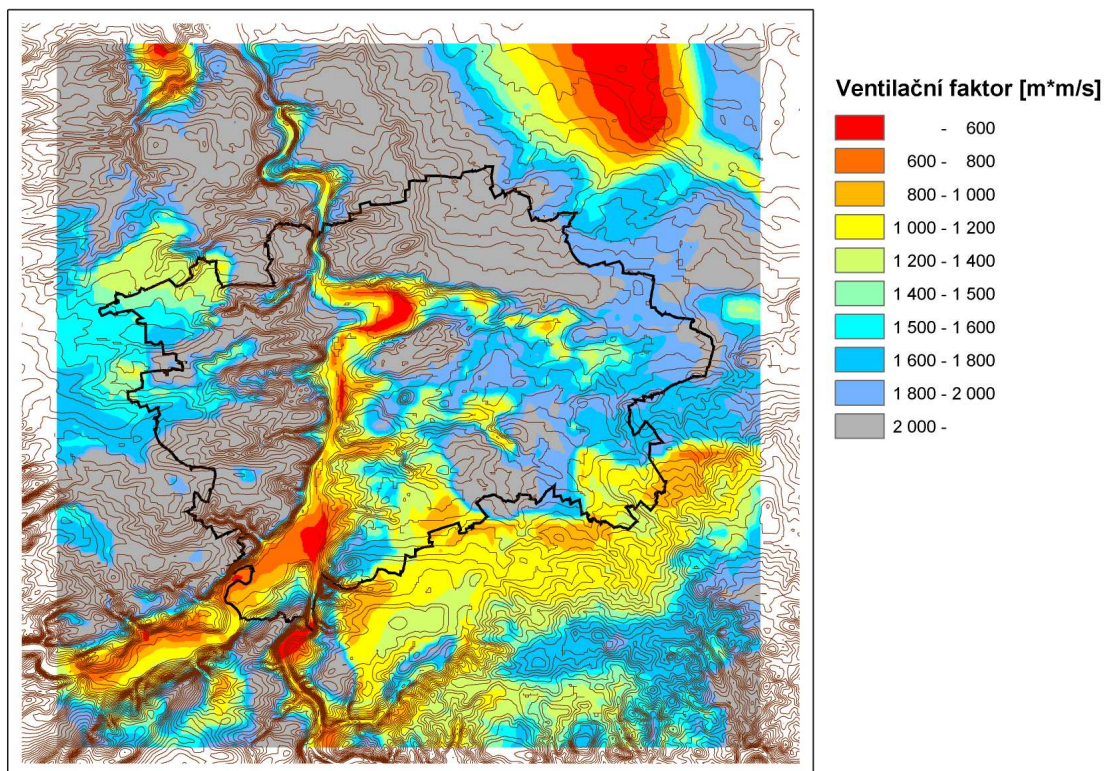


*Obr. 3.20. Průměrný ventilační faktor určený z výstupů modelu KAMM*



*Obr. 3.21. Průměrný ventilační faktor určený z výstupů modelu KAMM pro letní období (červen-srpen)*





*Obr. 3.22. Průměrný ventilační faktor určený z výstupů modelu KAMM pro zimní období (prosinec-únor)*

### 3.4 Verifikace vypočtených polí větru

Možnosti verifikace vypočtených polí rychlosti a směru větru jsou omezeny na místa meteorologických stanic nebo případně jiných meteorologických měření. Verifikován byl jak výpočet s referenčními daty pro geostrofický vítr z tlakové hladiny 925hPa reanalýz NCEP/NCAR, tak i výpočet z referenční stanice Praha-Ruzyně. Ke srovnání měřených a modelovaných rychlostí větru byla počítána vzájemná korelace jejich denních průměrů vyjádřená koeficientem determinace  $R^2$ , který je druhou mocninou korelačního koeficientu a vyjadřuje podíl vysvětleného rozptylu. Dále byla vypočítána standardní chyba  $RMES$  obou řad, a to jak z hodinových hodnot, tak i z denních průměrů. Standardní chyba dvou řad je definována jako:

$$RMES = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (a_i - b_i)^2}, \quad (3.1)$$

kde  $a_i$  a  $b_i$  jsou  $i$ -té hodnoty řady  $a$  a  $b$ ,  $n$  je počet jejich členů.

Četnosti směrů větru byly hodnoceny srovnáním větrných růžic pro měřené rychlosti větru převyšující 1 m/s, jelikož význam směru proudění je u nižších rychlostí větru zanedbatelný.



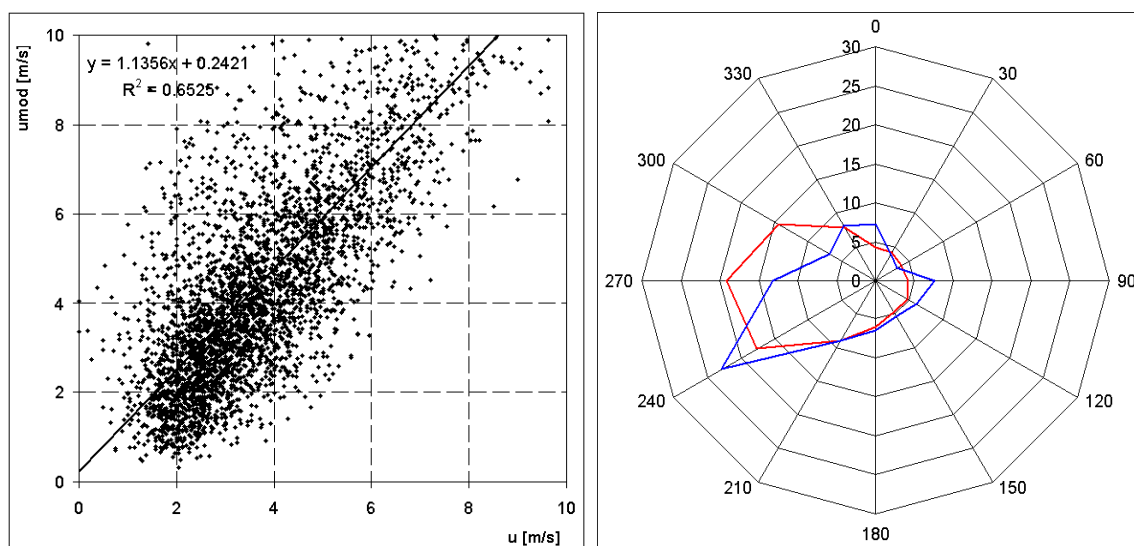
Nejprve byla provedena verifikace řad vypočtených ze scénářů s referenčními daty z reanalýz NCEP/NCAR. Odchyly simulací od měřených dat byly podle očekávání větší než v případě použití povrchové synoptické stanice (Ruzyně) jako referenční. Přehled výsledku verifikace ukazuje tabulka 3.2.

<i>Indikativ</i>	<i>Stanice</i>	<i>u</i>	<i>u<sub>mod</sub></i>	<i>RMSE<sub>h</sub></i>	<i>RMSE<sub>d</sub></i>	<i>R<sup>2</sup><sub>d</sub></i>
<b>11518</b>	<b>Ruzyně</b>	3,85	4,64	2,305	1,776	0,623
<b>11520</b>	<b>Libuš</b>	2,31	3,71	2,424	1,926	0,442
<b>11567</b>	<b>Kbely</b>	2,90	3,42	1,705	1,188	0,626

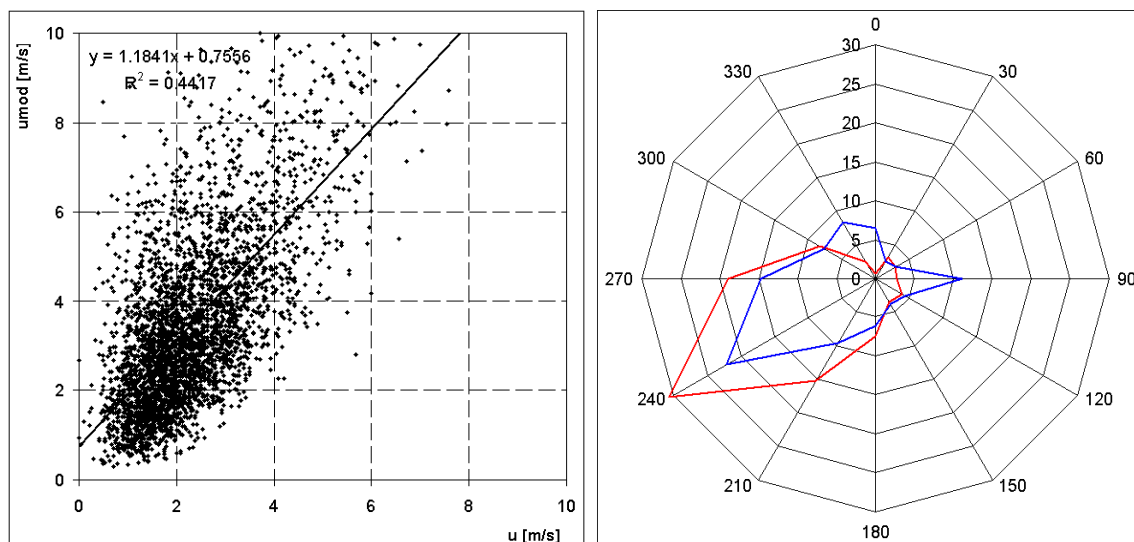
**Tab. 3.2.** Verifikace spočtených rychlostí větru při referenčních datech z reanalýz NCEP/NCAR

Srovnání měřených a modelovaných hodnot pro stanici Ruzyně ukazuje obrázek 3.23. Simulovaná průměrná rychlost větru je v této lokalitě podstatně vyšší než měřená a jejich rozdíl se blíží 0,8 m/s. Nadhodnocení rychlosti větru modelem se projevuje především při rychlostech vyšších než 4 m/s. Výrazná neshoda mezi modelem a realitou panuje i u směru větru. Model udává nejčtetnější směr západní, zatímco měření mají maximum v sektoru 240°.

Rozdíl měřených a modelovaných průměrných rychlostí větru je na stanici Libuš (obrázek 3.24) ještě vyšší než u předešlé lokality a je roven 1,4 m/s. Naopak vypočtený tvar větrné růžice na Libuši se poměrně shoduje s měřeným, i když nejčtetnější směr větru ze sektoru 240° se ve skutečnosti vyskytuje méně často.

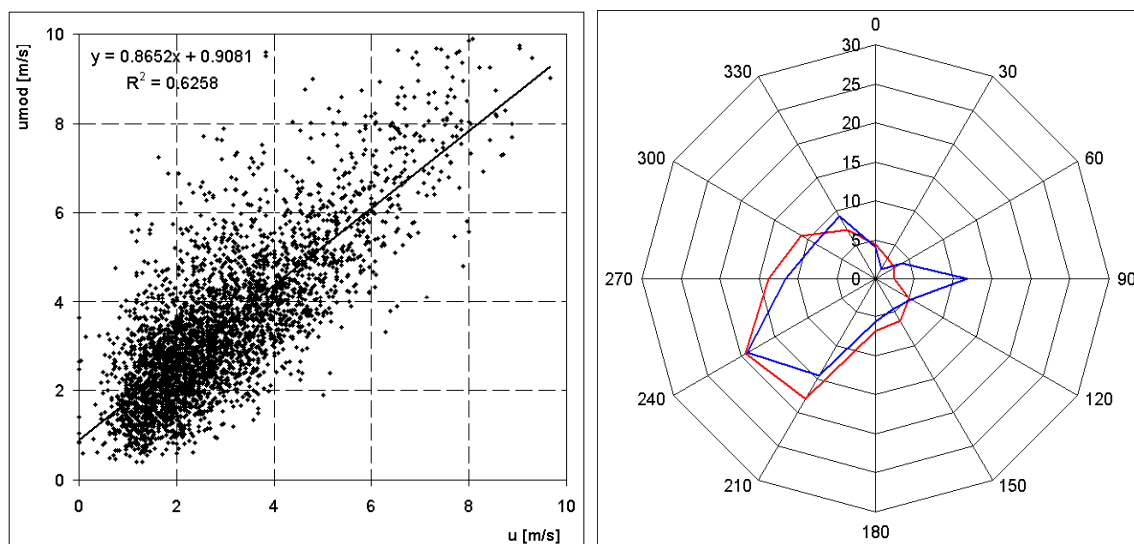


**Obr. 3.23.** Závislost simulovaných a měřených denních hodnot rychlosti větru pro stanici Praha-Ruzyně a srovnání větrných růžic pro rychlosti nad 1 m/s (modrá barva měření, červená barva simulace). Referenční řada z reanalýz NCEP/NCAR, období 1997-2006



*Obr 3.24. Stejně jako obrázek 3.23 pro stanici Praha-Libuš*

Poslední stanicí použitou k verifikaci výsledků založených na reanalýzách byla stanice Kbely. Výsledek je uveden na obrázku 3.25. Rozdíl modelované a skutečné průměrné rychlosti je nižší než v předešlých případech a lehce překračuje 0,5 m/s. Nižší jsou i standardní chyby, a to přibližně o polovinu. S výjimkou východního proudění se velmi dobře shoduje i větrná růžice.



*Obr 3.25. Stejně jako obrázek 3.23 pro stanici Praha-Kbely*

Další verifikací, která byla provedena, bylo porovnání měřených řad s řadami vypočtenými ze scénářů s použitím referenční stanice Ruzyně. Výsledné charakteristiky uvádí tabulka 3.3. Je zřejmé, že v tomto případě se vypočtené hodnoty se skutečností shodují mnohem více, a proto byl také tento přístup vybrán k výpočtu průměrných polí proudění. V sadě

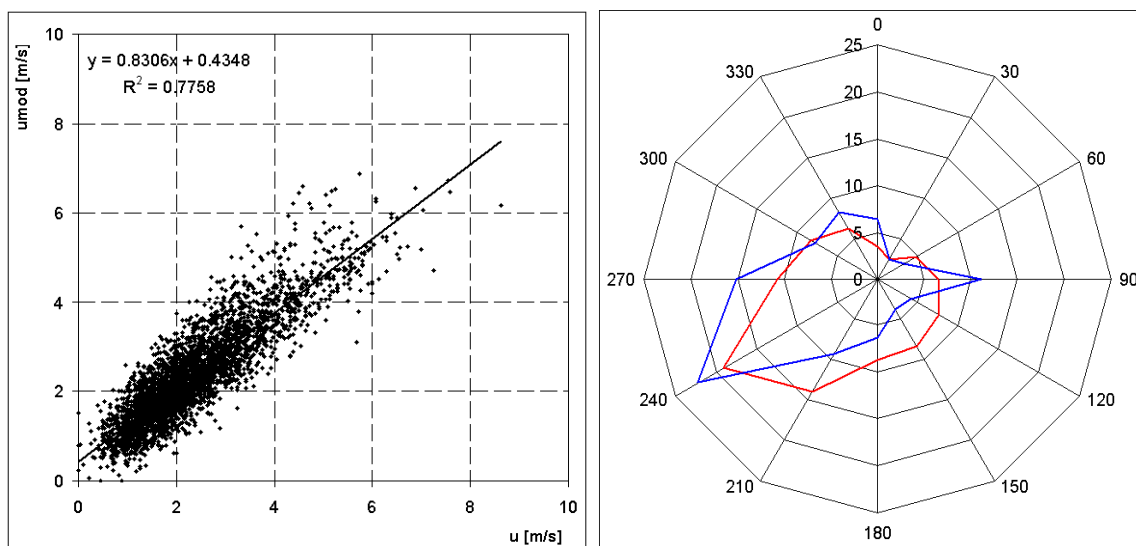
verifikovaných měření samozřejmě chybí Ruzyně, která byla zvolena referenční stanicí, k verifikaci ale byla použita další dvě měření v Chuchli a na Karlově.

<i>Indikativ</i>	<i>Stanice</i>	$u$	$u_{mod}$	$RMSE_h$	$RMSE_d$	$R^2_d$
<b>11519</b>	<b>Karlov</b>	3,13	2,91	1,983	1,368	0,621
<b>11520</b>	<b>Libuš</b>	2,32	2,37	1,050	0,539	0,776
<b>11567</b>	<b>Kbely</b>	2,91	3,21	1,285	0,659	0,857
-	<b>Chuchle</b>	2,11	2,26	1,275	0,845	0,540

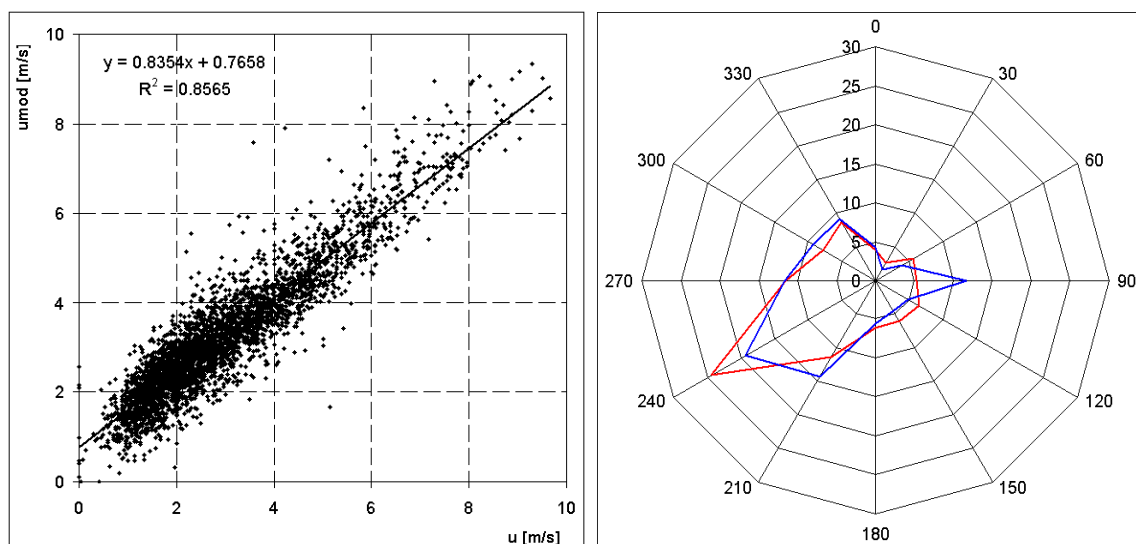
*Tab. 3.3. Verifikace spočtených rychlostí větru při referenčních datech ze stanice Praha-Ruzyně*

Srovnání měřených a modelovaných hodnot pro stanici Libuš ukazuje obrázek 3.26. Zde se model ke skutečnosti přiblížil vůbec nejvíce. Odchyłka průměrů modelu a měření je u rychlosti větru zanedbatelná a také standardní chyby jsou oproti předešlé metodě méně než poloviční. Stejně tak se lépe shoduje i větrná růžice, přestože se objevují určité rozdíly, zejména u jižních sektorů směru.

Další stanicí použitou k verifikaci získaných výsledků byla stanice Kbely. Výsledek je uveden na obrázku 3.27. Rozdíl modelované a skutečné průměrné rychlosti dosáhl 0,3 m/s. Standardní chyby jsou jen o málo vyšší než u předchozí lokality. Velmi dobrá je shoda větrných růžic, kde se výrazný rozdíl objevuje opět jen u východního proudění.



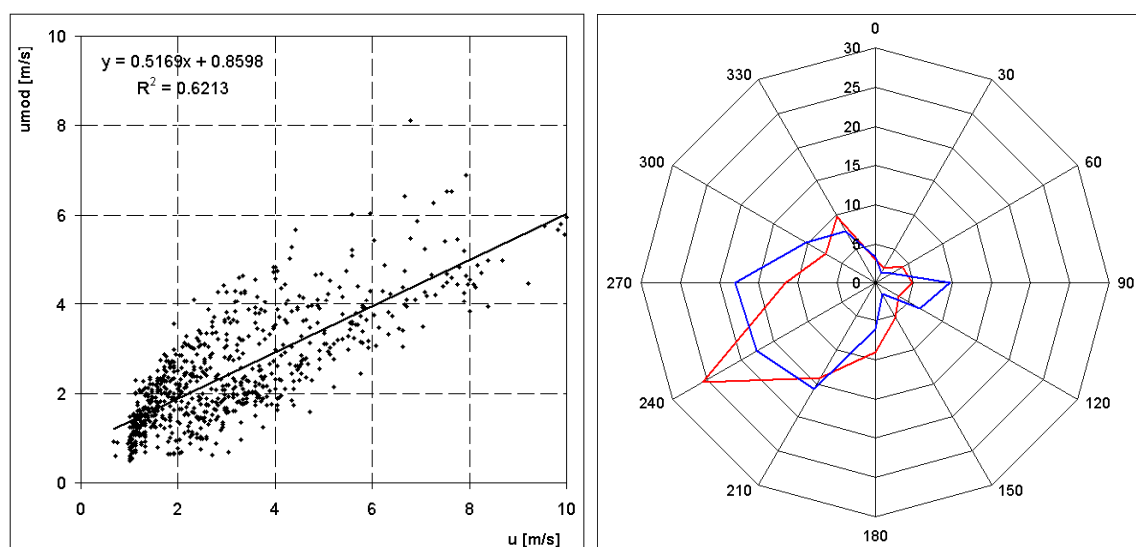
*Obr. 3.26. Závislost simulovaných a měřených denních hodnot rychlosti větru pro stanici Praha-Libuš a srovnání větrných růžic pro rychlosti nad 1 m/s (modrá barva měření, červená barva simulace). Referenční řada ze stanice Praha-Ruzyně, období 1997-2006*



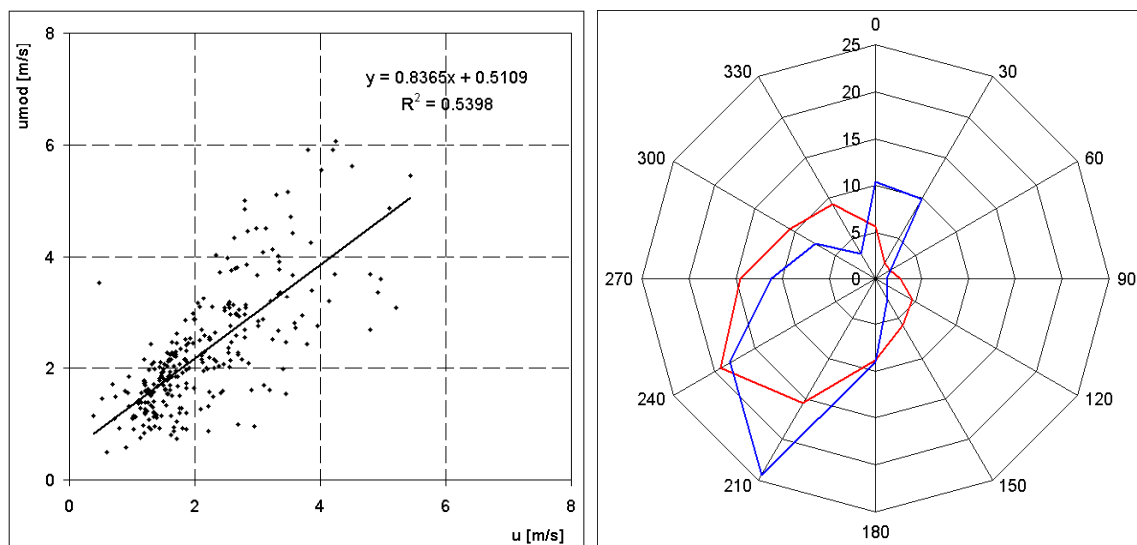
*Obr 3.27. Stejně jako obrázek 3.26 pro stanici Praha-Kbely*

Komplikovanější stanoviště představuje stanice na Karlově. Výsledek verifikace tohoto měření ukazuje obrázek 3.28. Zde je výjimečně měřená průměrná rychlost vyšší než modelovaná, a to i přesto, že byla brána z vyšší modelové hladiny odpovídající poloze stanice na střeše budovy. Důvodem je zřejmě dobrá expozice stanice, což model v daném rozlišení domény nepostihne. Podobně může být ovlivněna i větrná růžice, u které model předpokládá výrazné maximum v sektoru 240°, zatímco ve skutečnosti je četnost tohoto směru proudění srovnatelná se dvěma okolními sektory.

Poslední provedenou verifikací bylo srovnání modelu s krátkodobým měřením složek rychlosti větru v Chuchli. Zde oba průměry rychlosti větru dobře odpovídají s odchylkou jen 0,15 m/s. Rozdíl se naopak objevují u větrné růžice, která není u modelovaných hodnot tolik extrémní jako ve skutečnosti. Toto může opět souviset s horizontálním rozlišením modelové domény.



*Obr 3.28. Stejně jako obrázek 3.26 pro stanici Praha-Karlov a období 2005-2006*



*Obr 3.29. Stejně jako obrázek 3.26 pro měření v Chuchli a období 11/1999-09/2000*

## 4. Metoda výpočtu teploty vzduchu v zástavbě

### 4.1 Radiační bilance města

Jeden z nejvýraznějších rozdílů městského klimatu proti okolní krajině představuje modifikovaná radiační a tepelná bilance zastavěných povrchů. Aktivní povrch ve městech tvoří materiály jako asfalt a beton a důležitá je i rozdílná geometrie vlastního povrchu oproti přírodní krajině.

U radiační bilance jsou energetické toky změněny jak v krátkovlnném, tak v dlouhovlnném pásmu. Vlivem složení městské atmosféry často dochází ke snižování intenzity krátkovlnného slunečního záření. Průchodem znečištěným ovzduším ztrácí přímé sluneční záření v průmyslových městech 5 – 30% intenzity a při silném znečištění až 50%, zatímco v neprůmyslových městech se ztráty pohybují jen do 5%. V případě dopadajícího ultrafialového záření může zeslabení dosáhnout i dvou třetin. Kromě ztráty intenzity se u krátkovlnného záření mění i poměr mezi přímou a difusní složkou, přičemž ve městech je přirozeně tento poměr změněn ve prospěch difusního záření. Nejvýznamnější složkou znečištění atmosféry jsou v tomto ohledu aerosoly, které odrážejí až 20 % krátkovlnné radiace. Nezanedbatelnou část záření také pohltí, čímž se zahřívají. Druhou změnou, která se týká krátkovlnného záření, je rozdíl ve velikosti městského a přírodního albeda. Spočívá především ve vlastnostech aktivního povrchu zastavěných oblastí. Samotné albedo materiálů vyskytujících se ve městech je různé a ve většině případů vyšší než u materiálů v přirozeném prostředí. Problémem je ale geometrie aktivního povrchu města v hustě zastavěných oblastech. Při určitém úhlu dopadajícího přímého slunečního záření dochází v prostoru ulice mezi sousedními budovami k vícenásobným odrazům záření a albedo jednotlivých materiálů se při dopadech pronásobí. Výsledné efektivní albedo může tento jev výrazně snížit pod okolní hodnoty a rozdíl proti okolí se v zastavěných oblastech pohybuje kolem 5 %.

Podobně jako krátkovlnné, je i dlouhovlnné záření ve městech ovlivňováno především složením atmosféry a geometrií aktivního povrchu. Z celkového pohledu lze konstatovat, že díky vyšší teplotě a emisivitě materiálů je produkováno dlouhovlnné záření o něco vyšší než v přírodě. Zde se ale opět projeví geometrie městského povrchu. Spodní části prostoru ulice jsou často nejteplejším místem zástavby a tedy i největším zdrojem dlouhovlnného záření. Díky okolním budovám však jen část záření efektivně odchází do atmosféry, ostatní energie je pohlcována povrchem budov a částečně vyzářena zpět. Tento jev pak snižuje celkové dlouhovlnné vyzařování, čili rozdíl proti okolí města není tak velký. Dalším faktorem jsou skleníkové plyny obsažené ve znečištěné městské atmosféře. Podobně jako v globálním měřítku působí tyto plyny i na úrovni města zvýšené zpětné dlouhovlnné záření atmosféry zpět k povrchu.

Sečteme-li všechny zmíněné vlivy, které často působí proti sobě, dostaneme sice ve městě radiační bilanci proti okolní krajině vyšší, rozdíl ale není dostatečně velký, aby bylo možno tvrdit, že samotná radiační bilance je příčinou tepelného ostrova města.

## 4.2 Tepelná bilance města

Přebytek nebo deficit tepla způsobený radiační bilancí vyrovnává bilance tepelná. Skládá se z toku tepla do země (nebo do stěn budovy či silnice ve městě), latentního tepla a turbulentní výměny tepla mezi povrchem a atmosférou. Velikost turbulentní výměny tepla se mezi městem a okolím liší poměrně málo a závisí především na typu (konkrétně na drsnosti) povrchu a rychlosti větru. Naopak tok tepla do země, respektive stěn budov, je ve městě podstatně vyšší, čímž se přes den tvoří větší zásoby tepla v zemi a budovách. V období záporné radiační bilance pak tento fakt způsobuje uvolňování většího množství energie.

Nejvýznamnějším členem tepelné bilance je však tok latentního tepla. V přírodní krajině činí totiž v mírném pásu jeho podíl na bilanci až 70 %, zatímco podíl turbulentní výměny a toku do půdy dosahuje jen kolem 30 %. Příkladem mohou být tepelné bilance uvedené Cleughem a Okem (1986). V zastavěné oblasti je však složení bilance jiné. Kapalná voda po dopadu na zem okamžitě stéká po nepropustných materiálech do kanalizační sítě a nepřítomnost vegetace znamená v podstatě i nulovou evapotranspiraci. Energie spotřebovaná na vypařování (a tedy i tok latentního tepla) je tak zanedbatelná a přebytečné teplo se tak ukládá do země a zdí budov. Právě tato nerovnováha v tepelné bilanci aktivního povrchu města má hlavní podíl na vytváření tepelného ostrova města.

## 4.3 Městský tepelný ostrov

Poprvé se o tepelném ostrovu města zmiňuje v roce 1820 Luke Howard ve svém srovnání teplot měřených v Londýně a na venkově (Howard, 1818). Důležitá je jeho poznámka, která uvádí, že přes den byly teploty naměřené ve městě nižší o  $0,34^{\circ}\text{C}$  a přes noc o  $3,7^{\circ}\text{C}$  vyšší než v okolí (Landsberg, 1981). Howard, stejně jako mnoho dalších po něm, ještě připisoval tepelný ostrov města a vyšší noční teploty antropogennímu teplu uvolňovanému při spalování a množství dalších jiných lidských činností. Tepelný ostrov města je však spíše výsledkem změn, které člověk učinil s aktivním povrchem ve městě. Stavební činností se stala geometrie povrchu města mnohem složitější. Tím se výrazně změnily jednotlivé části radiační a tepelné bilance, jak bude uvedeno v této a následující části práce. Také materiály, ze kterých jsou postaveny budovy a cesty, se velmi liší od přirozených povrchů. V teplotní bilanci se projeví především jejich nepropustnost a větší tepelná kapacita.

Při konstantních meteorologických podmínkách vykazuje intenzita městského tepelného ostrova denní a roční chod. Nicméně denní chod může být do značné míry narušen změnou

rychlosti a směru větru a oblačnosti. Intenzita tepelného ostrova je také závislá na velikosti a morfologii města.

Vytvoří-li se ve městě tepelný ostrov, největší rozdíly teploty se obvykle objevují 2 – 3 hodiny po západu slunce. Stěny budov a ostatní umělé povrchy uvolňují díky své tepelné kapacitě zbylou energii nashromážděnou během dne. Na úrovni bloku městské zástavby se odchylky obyčejně vytrácejí s příchodem půlnoci. V měřítku celého města mohou ale přetrvat až do ranních hodin a zvýšit tak minimální teplotu. V dopoledních hodinách se rozdíly teplot mohou zvýšit tím, že v přírodní krajině je sluneční energie konzumována vypařováním kapalné vody usazené přes noc a evapotranspirací, zatímco ve městech vlhkost odtekla nebo se vypařila již dříve a sluneční energie je ihned použita k zahřívání povrchu. Kolem poledne však již bývají rozdíly mezi městem a okolím nejnižší.

Kromě denního chodu tepelného ostrova města je dalším významným faktorem oblačnost, vítr a stav počasí vůbec. Nejprůhodnější ze synoptických situací je pro vznik tohoto jevu anticyklona. Vítr je jen slabý, což znamená i nízkou intenzitu turbulence, a nedokáže narušit tepelný ostrov. Typicky je nízká i oblačnost a radiační efekty se mohou projevit naplno. Naopak nejnižší rozdíly v teplotách ve městě a okolí se objevují při cyklonálním typu počasí s rychlejším prouděním a větší oblačností.

Při nedostatku měření v okolí města může být důkazem tepelného ostrova dlouhodobý trend růstu teploty ve městě sledující růst počtu obyvatel a zastavěné plochy. Dobře je to vidět na příkladu Tokia. Během druhé světové války bylo město zničeno a od roku 1946 probíhala jeho rekonstrukce. V tomto období se objevil nárůst průměru maximálních teplot vzduchu  $0,036^{\circ}\text{C}/\text{rok}$  a minimálních teplot dokonce  $0,047^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ , což výrazně převyšovalo jakýkoli jiný teplotní trend (Fukui, 1970).

V souvislosti s tepelným ostrovem se městské klima vyznačuje také nižší vlhkostí vzduchu. Pro denní relativní vlhkost např. uvádí Landsberg a Maisel (1972), že je ve městě v průměru nižší o 4 procenta a odhaduje polovinu z tohoto rozdílu způsobenou zvýšenou teplotou (tepelným ostrovem města) a polovinu vlivem nižší evapotranspirace.

Dlouhodobými trendy pražského tepelného ostrova a jeho intenzitou za různých synoptických situací se zabývala Beranová (2003). V tomto článku je dokumentován dvojitý roční chod intenzity pražského tepelného ostrova s hlavním maximem v červenci s průměrnou intenzitou přes  $2,6^{\circ}\text{C}$  a sekundárním maximem v lednu s průměrnou intenzitou přes  $2,4^{\circ}\text{C}$ . Z hlediska synoptických situací jsou pro vznik tepelného ostrova nejpříznivější podmínky při situacích s nejmenší oblačností jako jsou putující anticyklony, kdy se intenzita MTO pohybovala kolem  $3^{\circ}\text{C}$ . Naopak při cyklonálních situacích jsou díky větší oblačnosti a rychlosti větru intenzity nižší. Co se týče trendu průměrné roční intenzity tepelného ostrova, byla zjištěna hodnota  $1,2^{\circ}\text{C} / 100 \text{ let}$ . Během delšího období 1922-1995 zjistili významný růst intenzity tepelného ostrova i Brázdil a Budíková (1999).

Městským tepelným ostrovem Štrasburku se zabývala Hatten (2002), která zde uvádí rozdíl teplot více než  $7^{\circ}\text{C}$  za podmínek jasného počasí a v podstatě nulového větru. Nachází typický denní chod pro města středních šířek: tepelný ostrov se začíná objevovat ke konci



odpoledne s přírůstkem více než 1°C za hodinu. Mezi západem slunce a půlnocí se dále drží na zhruba stejných hodnotách. Typické rozdíly jsou 3.3°C v létě a 2°C v zimě.

#### 4.4 Sky-view faktor a efektivní albedo

Rozdíl mezi městským tepelným ostrovem v mezní vrstvě nad urbanizovanou oblastí a v městské zástavbě byl poprvé popsán Okem (1976). Kombinace faktorů způsobujících teplotní odchylky nad úrovní střech může být docela jiná než kombinace, která je příčinou teplotních odchylek pod ní. Co se týče tepelného ostrova uvnitř městské zástavby, soustřeďuje se v poslední době úsilí na vyšetření vlivu geometrie městského povrchu na vznik tohoto jevu. K tomu účelu byl definován tzv. sky-view faktor, který představuje podíl dlouhovlnného záření efektivně opouštějícího danou plochu směrem k obloze. Jeho snížené hodnoty znamenají nižší efektivní dlouhovlnné vyzařování a představují jednu z příčin městského tepelného ostrova, který se v kaňonech ulic projevuje především v nočních hodinách za jasných dní. Je tedy zřejmé, že sky-view faktor se uplatňuje jako příčina vzniku tepelného ostrova uvnitř zástavby mnohem více než nad úrovní střech.

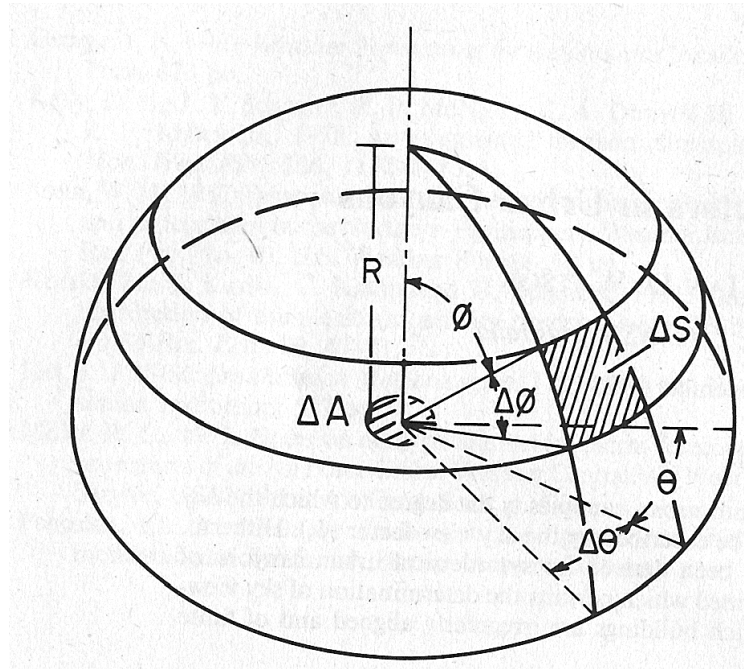
Vztah mezi sky-view faktorem a tepelným ostrovem města studoval například Yamashita (1986) v příměstských částech Tokia. Určoval sky-view faktor z fotografií celé hemisféry oblohy na místech, kde byla měřena i teplota vzduchu. Porovnáním s intenzitou tepelného ostrova zjistil na všech lokalitách mezi oběma proměnnými negativní korelaci.

Jednoduché analytické vztahy pro výpočet wall-view faktoru  $\Psi_w$  (který naopak představuje podíl záření směřujícího ke zdem budov) a sky-view faktoru  $\Psi_s$  pro plošný element uprostřed symetrického kaňonu s nekonečnou délkou odvodil Oke (1981):

$$\psi_w = 0.5(1 - \cos \beta), \quad (4.1)$$

$$\psi_s = 1 - 2\psi_w, \quad (4.2)$$

kde  $\beta = \tan^{-1}(H/D)$ ,  $H$  je výška budov a  $2D$  šířka kaňonu. Johnson a Watson (1984) tyto vztahy dále zobecňují pro nesymetrický kaňon s konečnou délkou.



**Obr. 4.1.** Proměnné k výpočtu sky-view faktoru (Johnson a Watson, 1984)

Představíme-li si oblohu jako polokouli s poloměrem  $R$ , pak jednotková plocha zemského povrchu  $\Delta A$  v jejím středu dostává z jednotkové plochy  $\Delta S$  na povrchu polokoule následující intenzitu záření:

$$\frac{F_s \cos \phi}{\pi R^2} \Delta A \Delta S, \quad (4.3)$$

kde  $\phi$  je úhel jaký svírá poloha plochy  $\Delta S$  od zenitu (viz obr. 4.1). Intenzitu dlouhovlnného záření z viditelné oblohy dopadajícího na plochu  $\Delta A$  pak můžeme určit jako:

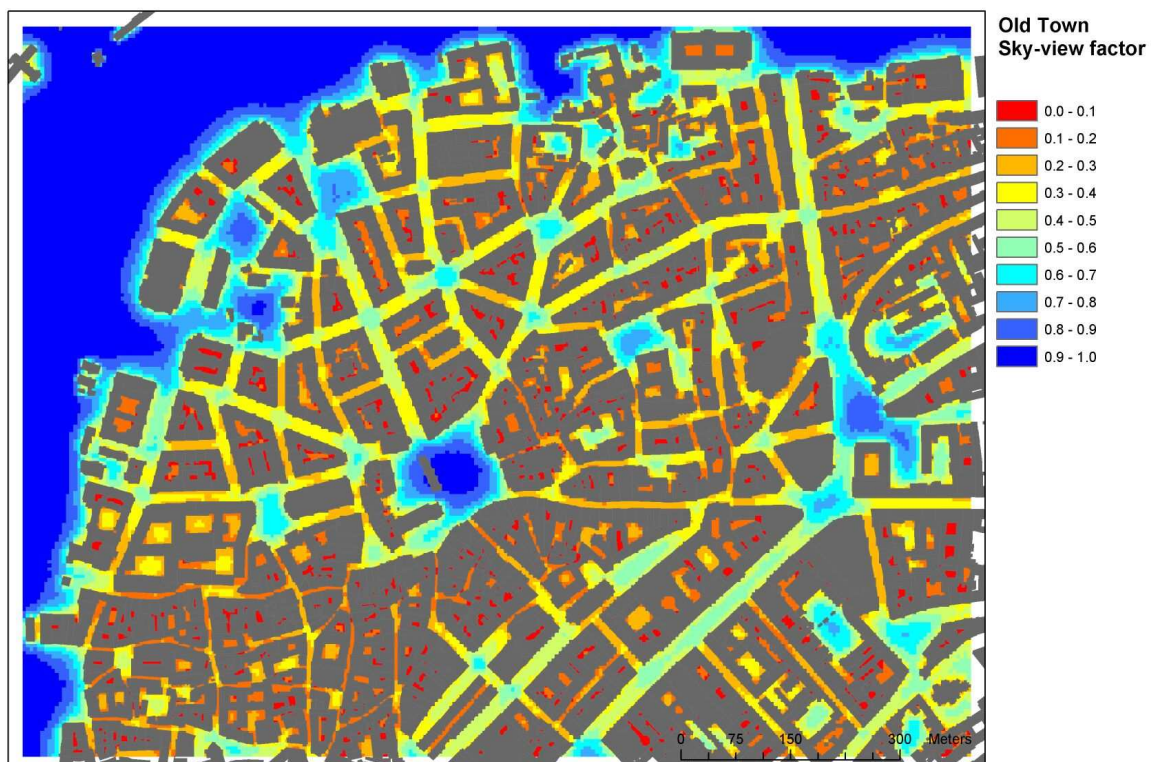
$$L_{s\downarrow} = \frac{F_s \Delta A}{\pi R^2} \int_{S_v} \cos \phi dS, \quad (4.4)$$

kde integrál je proveden přes  $S_v$  – viditelnou část oblohy. Stejně lze určit i intenzitu dlouhovlnné radiace vyzářené z  $\Delta A$  směrem k viditelné obloze. Jen je ve vztahu potřeba nahradit  $F_s$  intenzitou dlouhovlnného záření opouštějícího  $\Delta A$ .

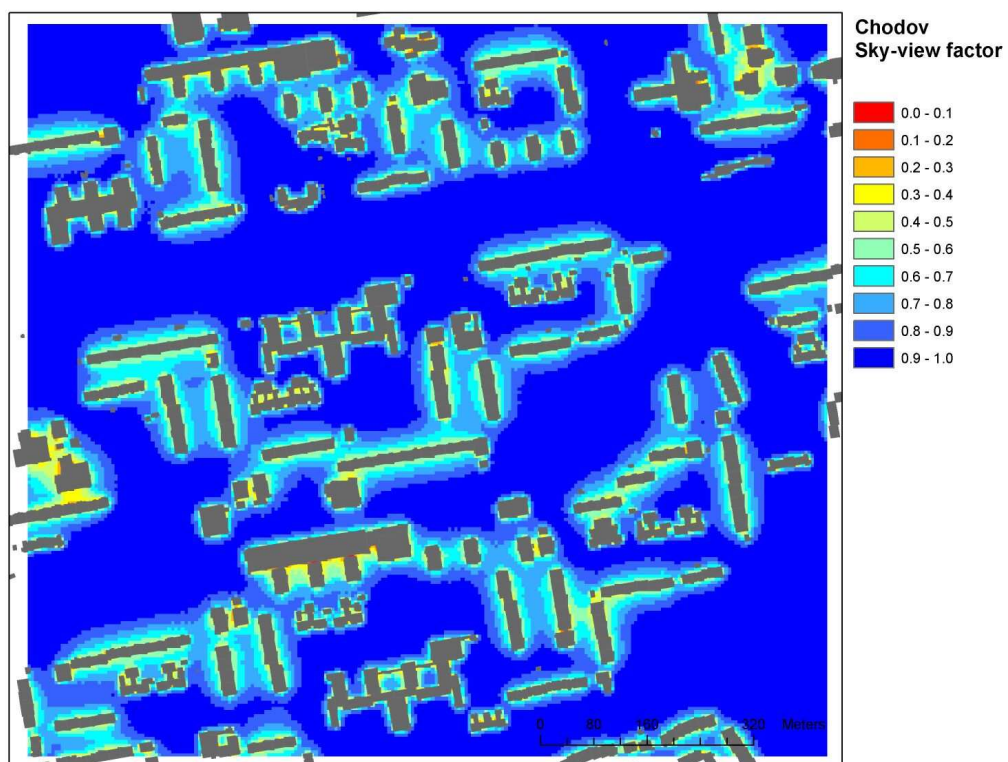
Sky-view faktor  $\Psi_s$  pro plošný element aktivního povrchu  $\Delta A$  je pak definován jako část odcházejícího dlouhovlnného záření efektivně vyzářeného směrem k obloze:

$$\Psi_s = \frac{1}{\pi R^2} \int_{S_v} \cos \phi dS. \quad (4.5)$$

Zároveň tato charakteristika představuje i podíl dlouhovlnného záření přijatého plochou  $\Delta A$  z viditelné oblohy a záření, které by tato plocha přijala od nezastíněné oblohy.

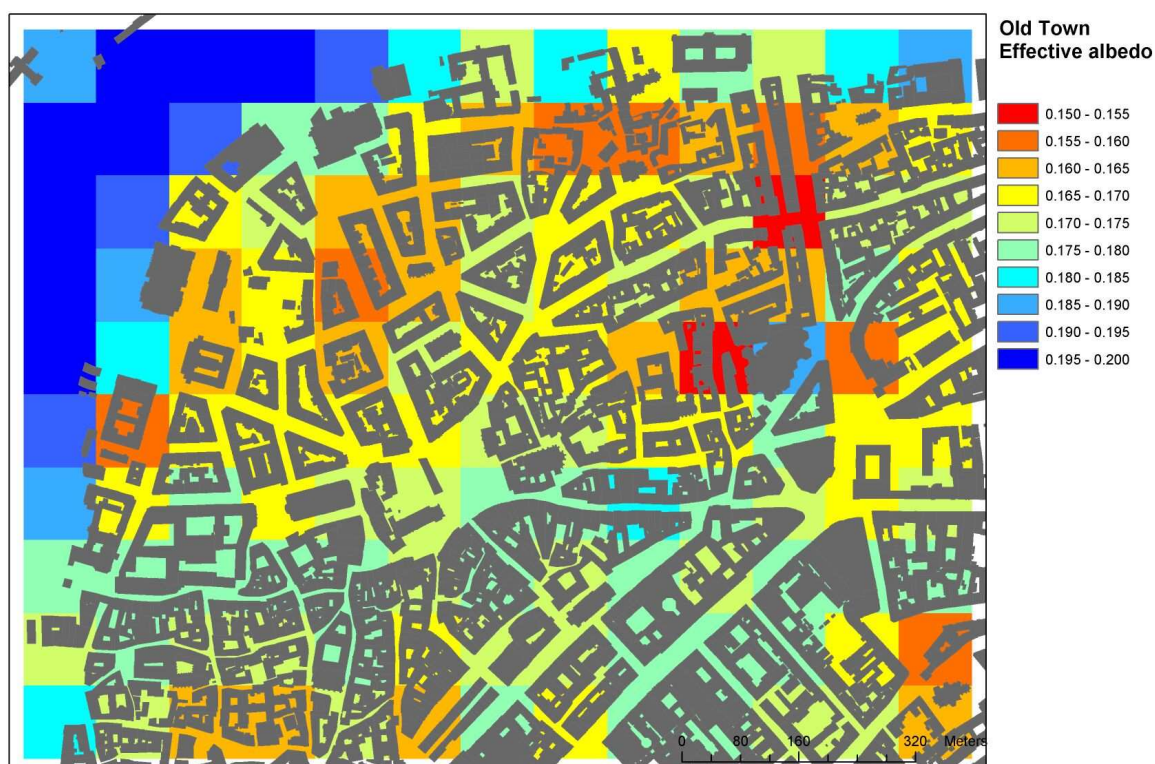


*Obr 4.2. Vypočtený sky-view faktor v centru Prahy*



*Obr. 4.3. Vypočtený sky-view faktor na okraji města*

Pomocí výše uvedeného vztahu byl počítán sky-view faktor na celém území Prahy. Výpočet byl proveden skriptem v prostředí ArcView 3.1. Hodnoty parametru byly počítány vyhledáním maximálního úhlu, který budovy v daném směru zabírají z celé hemisféry, a integrováním jeho kosinu od tohoto bodu do zenitu. Algoritmus byl proveden pro každý směr s krokem nastaveným na 5°. Hodnoty proměnné byly vyhodnoceny pro celé zastavěné území Prahy v horizontálním rozlišení 5 m. Výsledek v centru města a na jeho okraji znázorňují obrázky 4.2 a 4.3. Je na nich vidět, že v kaňonech ulic v husté zástavbě centra města se sky-view faktor může pohybovat jen kolem 0.3 a 0.4, zatímco na sídlištích na okraji města jsou jeho hodnoty redukovány jen v úplné blízkosti budov. V centrální části Prahy detailně znázorňuje vypočtené hodnoty mapová příloha M2.



*Obr. 4.4. Vypočtené efektivní albedo v centru Prahy*

Dalším již zmíněným jevem, vztahujícím se k radiační bilanci městského povrchu, je snížené efektivní albedo. Jeho skutečná hodnota zde může být redukována vlivem komplikované geometrie budov, respektive jejich vzájemného stínění a mnohonásobných odrazů krátkovlnného záření v kaňonech ulic, kde dochází k jeho zachycování. Jako příklad bylo vypočteno efektivní albedo v centru Prahy platné pro poledne při jarní rovnodennosti. Výpočet byl proveden pomocí základních



geometrických funkcí skriptem v prostředí ArcView 3.1. Byly při něm brány v úvahu dva odrazy dopadajícího záření, při dalším odrazu se veškeré zbylé záření považovalo za směřující směrem k obloze. Všechny jednotlivé povrchy měly zadané albedo 0,2. Přestože je tato hodnota vyšší, než mají ve skutečnosti, a odpovídá spíše jen fasádám budov, při stejném albedu povrchu lze zhodnotit vliv zmiňovaného jevu. Výsledek výpočtu ukazuje obrázek 4.4. Efektivní albedo počítané pro 100 m čtverce je na několika místech redukováno až k 0,15. V níže uvedeném výpočtu tepelné bilance je nicméně krátkovlnné záření řešeno jiným způsobem.

Při numerickém modelování na mezoměřítku modely obvykle přiřazují jedné kategorii pokrytí povrchu jen jednu hodnotu albeda. Urbanizovaná území přitom bývají zastoupena jen jednou nebo případně několika kategoriemi (město, příměstská zástavba). Albedo je také bráno jako nezávislé na výšce slunce nad obzorem, což lze pro povrch s jednoduchou geometrií předpokládat, pro město to však úplně neplatí. Jsou-li k dispozici alespoň statistická data popisující charakter zástavby, lze model vybavit speciálním schématem pro městskou kategorii povrchu. Jednu z metod pro výpočet efektivního albeda představuje například Sailor (2002). Schéma zahrnuje stínění jednotlivých budov a vícenásobný odraz krátkovlnného záření na plochách tvořících kaňon ulice. Tyto dva jevy závisí především na výšce slunce nad povrchem a podílu difúzního záření. Na experimentálních datech je také ověřen denní chod efektivního albeda. Podobný postup je i součástí řady schémat pro řešení tepelné bilance městského aktivního povrchu – např. Sakakibara (1996), Masson (2000). Druhé ze zmíněných schémat bylo základem modelu tepelné bilance použitého v předkládané práci (viz následující část). Výpočet radiálních bilancí jednotlivých povrchů je v něm řešen pomocí jejich sky-view a wall-view faktorů.

#### **4.5 Popis použitého modelu radiální a tepelné bilance**

K výpočtu teploty vzduchu uvnitř městské zástavby bylo použito modelu tepelné bilance aktivního povrchu kaňonu ulice. Model byl z velké části založen na schématu TEB (Town Energy Budget), často používaném ve spojení s mezoměřítkovými modely. Zde nicméně pouze využívá vstupů spočtených modelem KAMM a zpětně ho neovlivňuje. Schéma je detailně popsáno Massonem (2000). Popis částí schématu použitých v této práci a odlišností od něj následuje v této části.

Geografickými vstupy do výpočtu byla nadmořská výška bodu, jeho sky-view faktor a parametr drsnosti povrchu. Meteorologickými vstupy byly pak teplota vzduchu, rychlost větru a vlhkost vzduchu, počítaná ze scénářů modelu KAMM, a oblačnost měřená na stanici Ruzyně. Výpočet byl proveden pro body modelové domény s horizontálním rozlišením 250 m.

Pro modely aktivního povrchu města bývají typické čtyři typy povrchů: střechy, ulice a dvě zdi proti sobě stojících budov tvořících její kaňon. Použité schéma však nerozeznává jednotlivé kaňony, a proto se zde objevují pouze tři typy povrchů – fasády budov jsou jen jednou kategorií. Pro každý typ povrchu bylo definováno pět vrstev, z nichž každé je

přiřazena řada parametrů popisujících její tepelné vlastnosti. Vedle její mocnosti tak bylo třeba definovat její tepelnou kapacitu a teplotní vodivost. Pro tři typy povrchu bylo také určeno albedo a emisivita. Souhrn nastavení modelu je uveden v příloze 2.

Jádrem modelu jsou prognostické rovnice popisující časový vývoj teploty jednotlivých vrstev, resp. středů jednotlivých vrstev. Pro povrchové vrstvy mají tyto rovnice tvar:

$$C_{f_i} \frac{\partial T_{f_i}}{\partial t} = \frac{1}{d_{f_i}} (S_f^* + L_f^* - H_f - LE_f - G_{f_{1,2}}), \quad (4.6)$$

$$C_{w_1} \frac{\partial T_{w_1}}{\partial t} = \frac{1}{d_{w_1}} (S_w^* + L_w^* - H_w - G_{w_{1,2}}), \quad (4.7)$$

$$C_{r_1} \frac{\partial T_{r_1}}{\partial t} = \frac{1}{d_{r_1}} (S_r^* + L_r^* - H_r - LE_r - G_{r_{1,2}}), \quad (4.8)$$

kde  $S$  a  $L$  je krátkovlnná a dlouhovlnná radiační bilance,  $H$  turbulentní tok tepla,  $LE$  tok latentního tepla,  $G$  tok tepla do země nebo budov,  $d$  mocnost vrstev,  $T$  teplota a  $C$  tepelná kapacita. První indexy jsou nastaveny na  $f$  pro střechy,  $w$  pro zdi a  $r$  pro ulice. Druhé indexy vyjadřují číslo vrstvy, kde vrstva 1 je povrchová.

Hlubší vrstvy (zde  $k$ -tá vrstva) jsou v modelu řešeny jednoduchou rovnicí vedení tepla:

$$C_{*k} \frac{\partial T_{*k}}{\partial t} = \frac{1}{d_{*k}} (G_{*k-1,k} - G_{*k,k+1}). \quad (4.9)$$

Poměrně jednoduchou složkou počítané tepelné bilance jsou toky tepla do budov a do země. Jejich tvar je založen na gradientech teploty mezi jednotlivými vrstvami:

$$G_{*k,k+1} = \bar{\lambda}_{k,k+1} \frac{T_{*k} - T_{*k+1}}{\frac{1}{2}(d_{*k} + d_{*k+1})}, \quad (4.10)$$

kde  $\bar{\lambda}_{k,k+1}$  je průměrem teplotních vodivostí vrstev váženým jejich mocnostmi. Pro poslední vrstvu, která je v kontaktu buď s vnitřkem budov nebo půdou je potřeba nastavit okrajové podmínky. To je provedeno tak, že do půdy je tok z poslední vrstvy brán jako nulový a u budov je použita předem nastavená teplota interiéru budovy (19°C).

Dopadající sluneční záření bylo počítáno klasicky pomocí solární konstanty a propustnost atmosféry byla kalibrována podle dat uvedených Vaníčkem et al. (1994). Podle stejného zdroje byl na základě oblačnosti určen podíl přímého a difúzního záření. Krátkovlnná radiační bilance všech povrchů byla počítána pomocí vztahů odvozených pro schéma TEB. Orientace kaňonů ulic, která hraje při výpočtu přímého slunečního záření dopadajícího na jednotlivé povrchy klíčovou roli, je zde brána jako rovnoměrně rozložená. Dopadající záření je pak počítáno integrací vztahu přes všechny azimuty osy kaňonu ulice. Počítáno je i s odrazy záření uvnitř kaňonu. Pomocí sky-view faktorů je celá bilance dořešena. Poněkud jednodušší je situace u dlouhovlnného záření, kde stačí znát sky-view faktory k vyhodnocení bilance. Výpočet zpětného dlouhovlnného záření

atmosféry byl proveden na základě vztahu popsaného Parkem a Yoonem (1991), kde je jeho intenzita funkcí teploty vzduchu v referenční výšce a oblačnosti.

Poměrně klíčovou součástí tepelné bilance je i turbulentní tok tepla. K jeho výpočtu jsou používány aerodynamické odpory  $RES$ , které jsou obdobou odporu elektrického. Turbulentní tok tepla pro střechy byl počítán podle vztahu, který uvádí Lee a Park (2008):

$$H_f = -\rho c_p (T_a - T_f) / RES_f = -\rho c_p \frac{k^2 F_h (z/z_{0f}, z/z_{Tf}, Ri_B) u_a (T_a - T_f)}{(\ln(z/z_{0f}) \ln(z/z_{Tf}))}, \quad (4.11)$$

kde  $F_h$  je funkce parametrů drsnosti pro hybnost  $z_0$  a teplo  $z_T$  a Richardsonova čísla a vyjadřuje poměr skutečného koeficientu tření ke koeficientu tření pro neutrální zvrstvení. Přesný tvar funkcí lze nalézt v článku Mascarta et al. (1995), jejich konstanty  $b$  a  $b'$  pak v práci Louise (1979) ( $b=2b'=9.4$ ). Podobně je pomocí  $F_q$  a  $z_q$  (které bývá pokládáno za shodné s  $z_T$ ) řešen i latentní tok tepla  $LE_f$ . Garrat (1978) diskutuje různou hodnotu parametru drsnosti povrchu pro hybnost a pro teplo. Pro praktické použití navrhuje podíl  $z_0/z_T = 7$ , který byl použit i v této práci.

Stejným způsobem jsou počítány toky v horní části kaňonu ulice, které budou důležité pro stanovení teploty uvnitř zástavby. Turbulentní a latentní toky mezi vzduchem uvnitř kaňonu a ulicí nebo zdí jsou počítány pomocí následujícího koeficientu (Lee a Park, 2008):

$$h_C = 11.8 + 4.2U_C, \quad (4.12)$$

kde  $U_C$  je rychlost proudění uvnitř kaňonu, zde počítaná pomocí exponenciálního vertikálního profilu. Výsledný tok lze pak určit vynásobením  $h_C$  a rozdílu obou teplot.

Konečně teplota vzduchu uvnitř kaňonu je určena tak, aby byla zachována rovnováha všech turbulentních toků v modelu.

## 5. Výsledky výpočtu teploty vzduchu v zástavbě

### 5.1 Data použitá k výpočtu

Hlavní geografické vstupy do modelu tepelné bilance představovala vrstva popisující parametr drsnosti povrchu, určený metodou popsanou v části 2.5, a hodnoty sky-view faktoru vypočítané v části 4.4. Vstupní data související s těmito dvěma výpočty byla popsána výše.

Z meteorologických dat byly k výpočtu použity výstupy z modelovaných polí proudění. K verifikaci výsledků byly použity minimální teploty z meteorologické stanice v Klementinu, jejíž základní údaje uvádí tabulka 5.1. Stanice se nachází v komplexu budov bývalé koleje sv. Klementa v historickém centru Prahy. Měření zde začala roku 1752 a pozorovací řada patří k nejdelším v Evropě, nicméně vzhledem k aktualizaci vstupních dat bylo k verifikaci použito tříleté řady 1996-1999.

Stanice	Zeměpisné souřadnice		Gauss-Krügerovy souř.		Nadm. výška [m]	Umístění
	Z. šířka	Z. délka	X [m]	Y [m]		
Klementinum	50° 05' 12''	14° 24' 55''	3458280	5550810	190	dvůr

**Tab. 5.1.** Meteorologické měření použité k verifikaci, jeho zeměpisné a Gauss-Krügerovy souřadnice, nadmořská výška a umístění

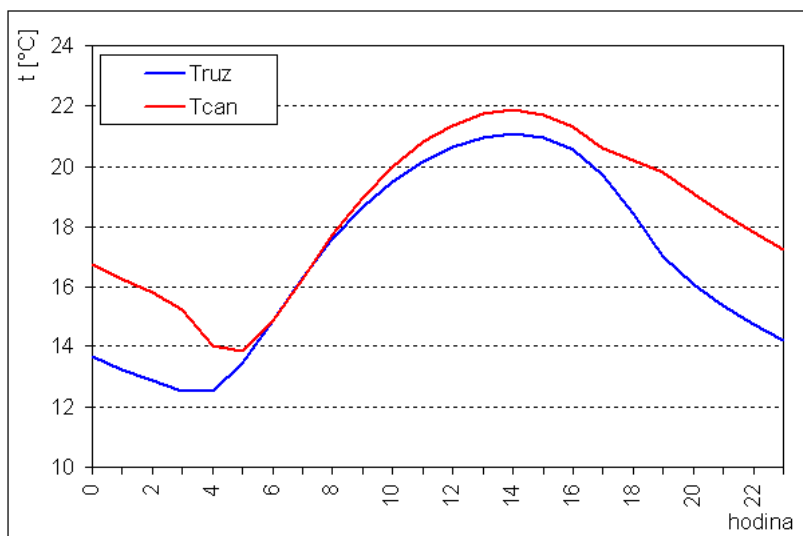
### 5.2 Vypočtený denní chod teploty vzduchu a složek radiální a tepelné bilance města

Příklad denního chodu teploty vzduchu a složek obou bilancí je počítán pro bod odpovídající poloze meteorologické stanice Klementinum (parametr drsnosti povrchu je zde roven 2,4 m a sky-view faktor 0,3).

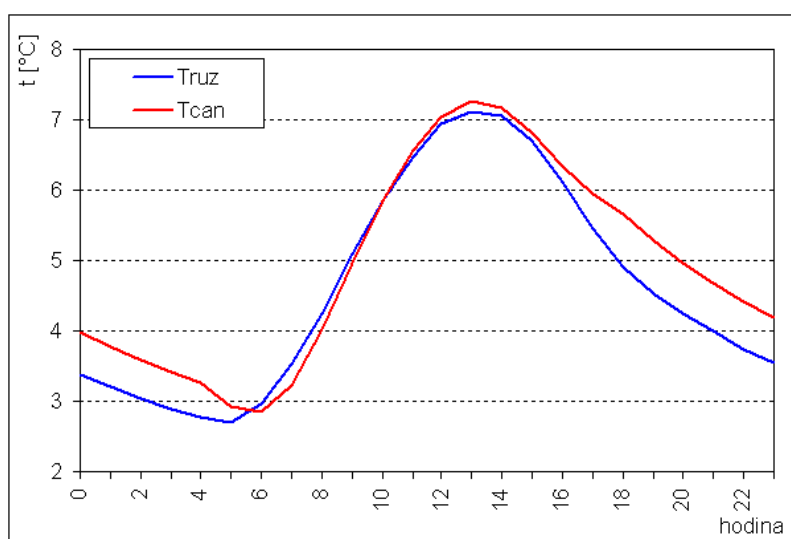
Nejprve je na obrázcích 5.1 a 5.2 uveden průměrný denní chod teploty vzduchu v městské zástavbě, zvláště pro období nejvyšších letních intenzit tepelného ostrova města (květen-září) a zvláště pro zbylé období (říjen-duben). Pro srovnání s teplotou neovlivněnou městským tepelným ostrovem byla také pomocí teplotního gradientu získaného z reanalýz NCEP/NCAR a rozdílu nadmořských výšek obou míst přepočítána teplota ze stanice Ruzyně. U denního chodu odchylek obou řad je zřejmý typický rys městského tepelného ostrova s nejvyššími rozdíly v nočních hodinách a zanedbatelnými odchylkami dopoledne a kolem poledne. V období květen-září se podle očekávání objevují vyšší maxima odchylek blížící se 2°C, zatímco v chladnějším období nejvyšší rozdíl nepřesahuje 0,7°C. V absolutních hodnotách je teplota vypočtená pro Klementinum celoročně zvýšena o 1,06°C, ve srovnání s průměrem určeným z ruzyňské řady (9,56°C).



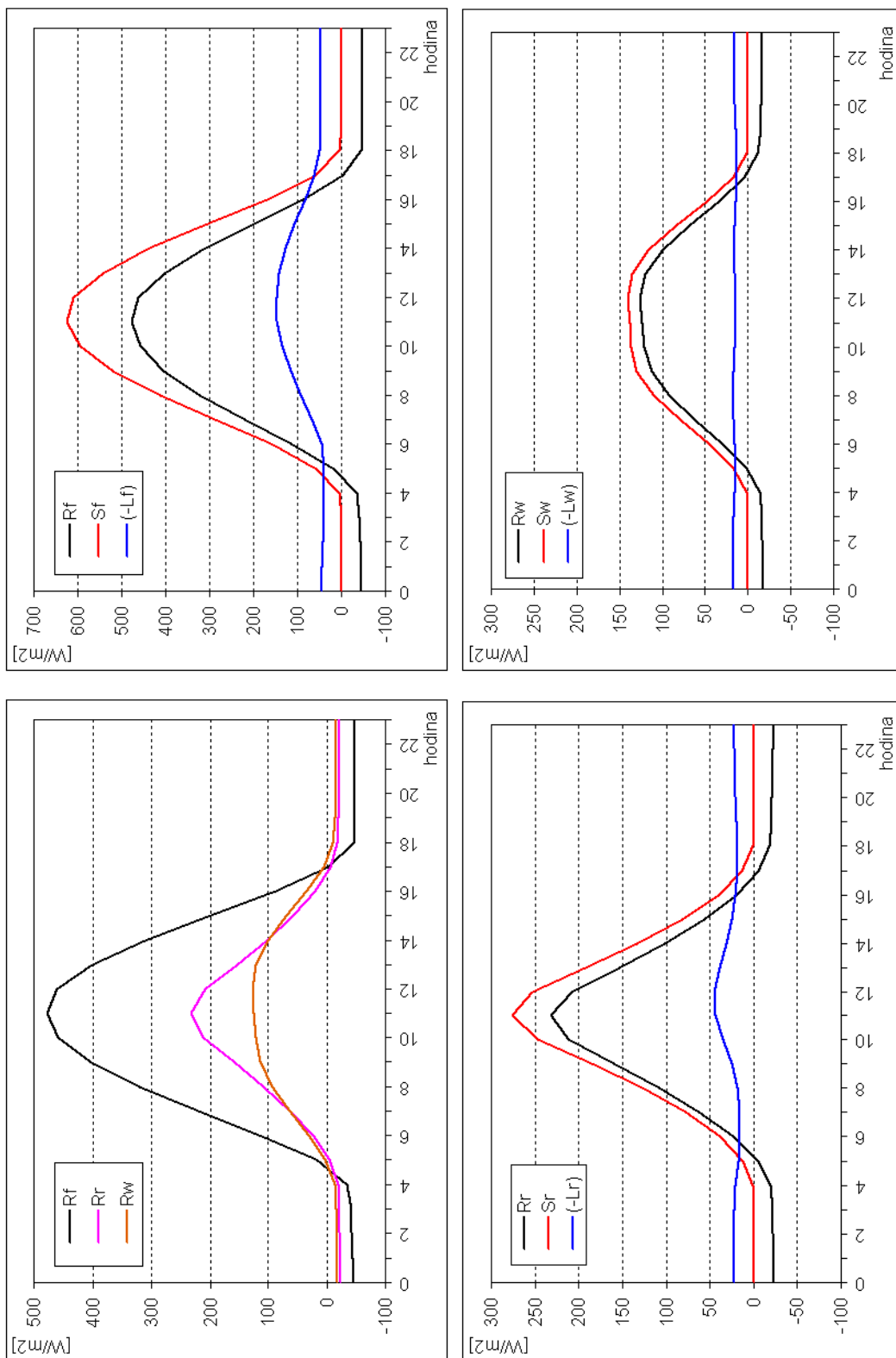
Denní chod radiační bilance všech tří kategorií aktivního povrchu pro období květen-září je znázorněn na obrázku 5.3. Maximum vypočtené krátkovlnné bilance střech je více než dvojnásobné v porovnání s jeho hodnotou pro ulice a více než čtyřnásobné v porovnání s maximem pro zdi budov. Liší se i tvar denního chodu této bilance. Ulice mají denní chod špičatější, což odpovídá jejich úplnému nebo částečnému zastínění v době, kdy se slunce nachází nízko nad obzorem. Naopak zdi budov mají denní chod plošší, jelikož jsou statisticky uvažovány všechny směry jejich orientace a pro některé z nich je typický dvojitý denní chod dopadajícího slunečního záření.



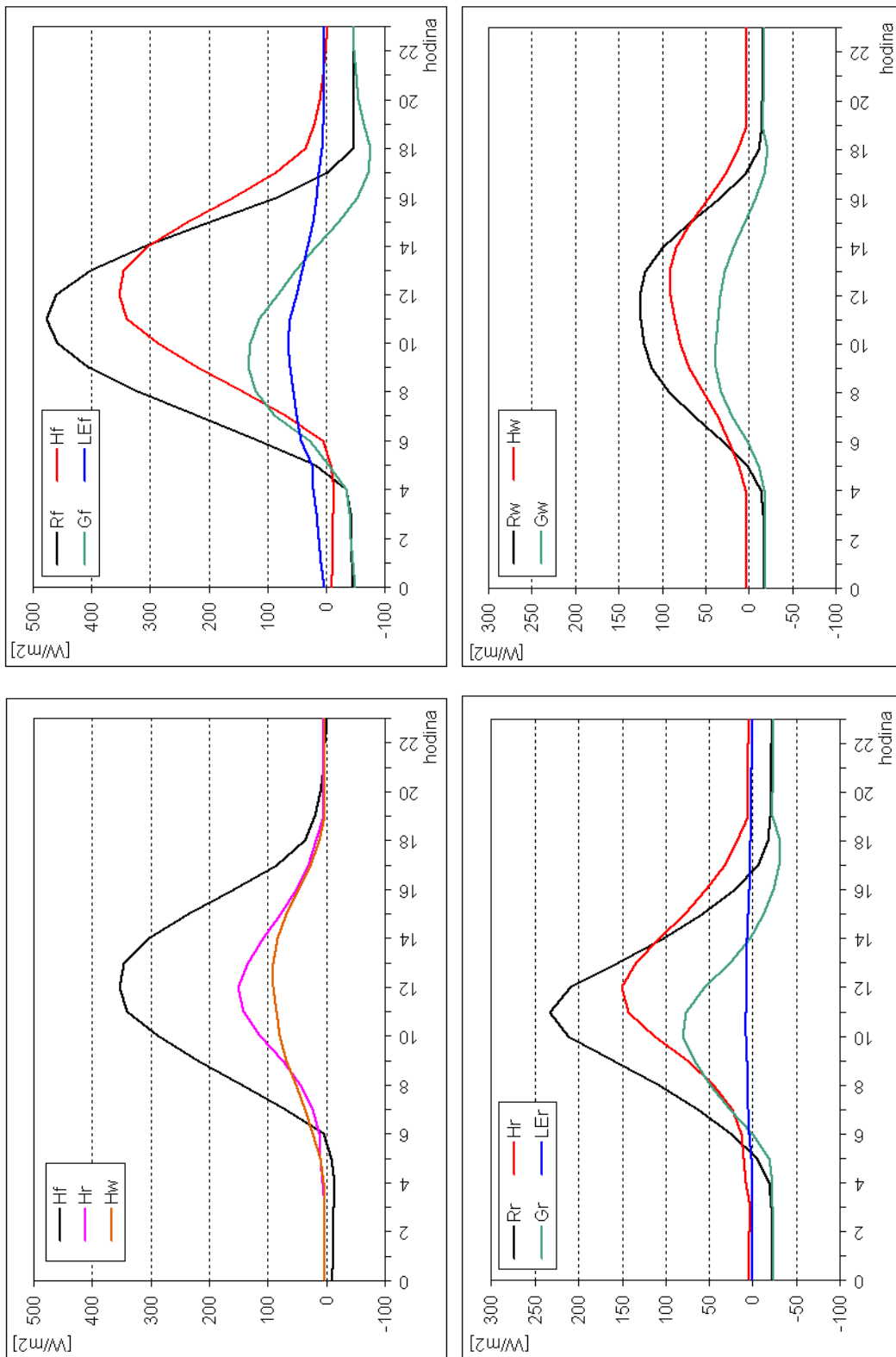
**Obr. 5.1.** Denní chod teploty vzduchu vypočtený pro stanici Klementinum  $T_{can}$  a denní chod teploty vzduchu na stanici Ruzyně po přepočtu podle nadmořské výšky ( $T_{ruz}$ ) pro období květen-září



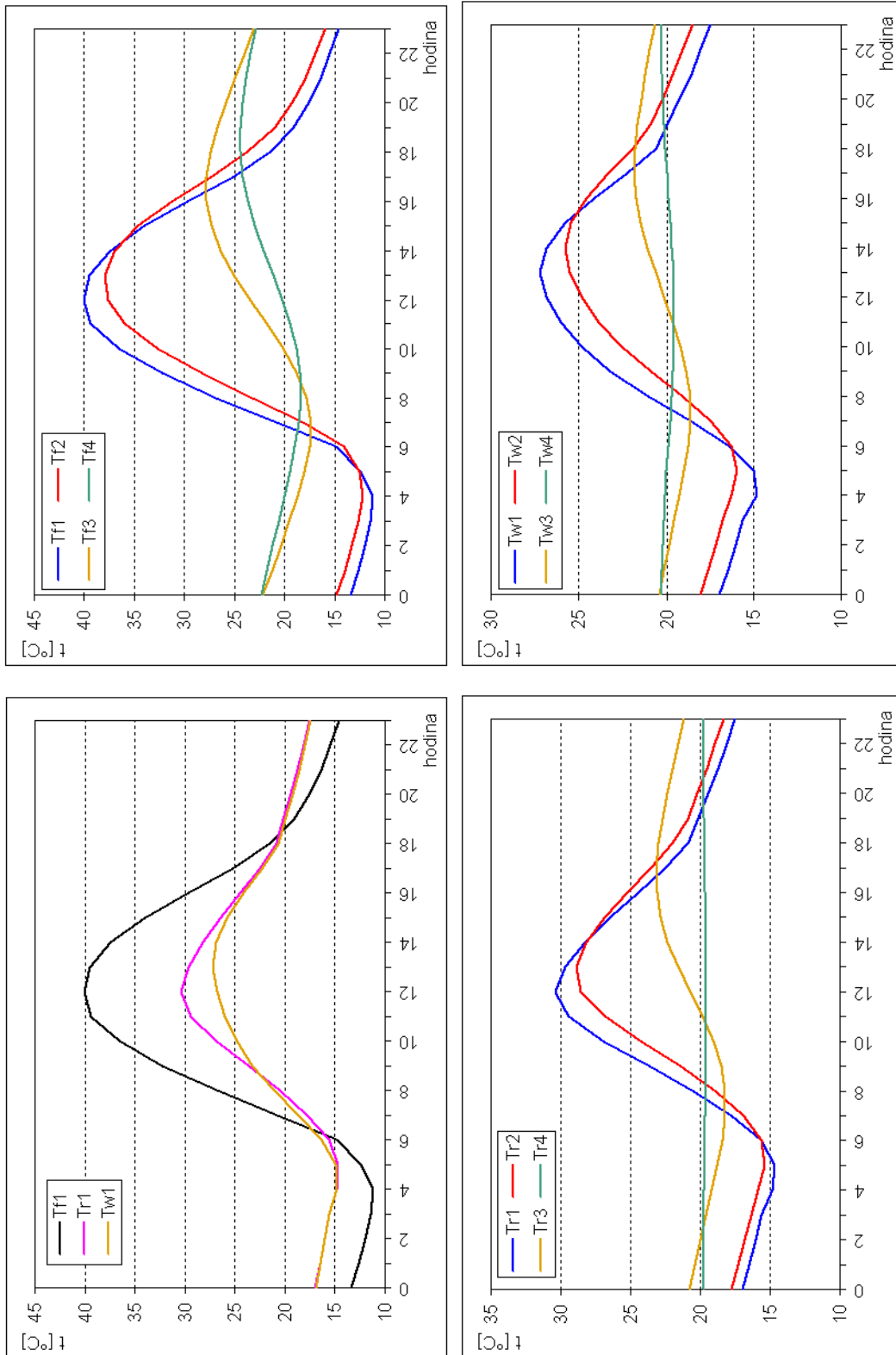
**Obr. 5.2.** Denní chod teploty vzduchu vypočtený pro stanici Klementinum  $T_{can}$  a denní chod teploty vzduchu na stanici Ruzyně po přepočtu podle nadmořské výšky ( $T_{ruz}$ ) pro období říjen-duben



**Obr. 5.3.** Denní chod radiační bilance vypočtený pro stanici Klementinum a pro období květenzání, indexy f jsou užity pro střechu, r pro ulici a w pro zdi, čistá radiační bilance je označena R, krátkovlnná S a dlouhovlnná L, dlouhovlnná bilance je pro větší přehlednost znázorněna s opačným znaménkem



**Obr. 5.4.** Denní chod tepelné bilance vypočtený pro stanici Klementinum a pro období květen-září, indexy f jsou užity pro střechu, r pro ulici a w pro zdi, čistá radiační bilance je označena R, turbulentní tok tepla H, tok latentního tepla LE a tok tepla do země a budov G



**Obr. 5.5.** Denní chod teplot podpovrchových vrstev vypočtený pro stanici Klementinum a pro období květen-září, indexy f jsou užity pro střechu, r pro ulici a w pro zdi, teploty jsou označeny indexy 1-4, kde index 1 mají přiřazen povrchové vrstvy

Dlouhovlnná bilance má výraznější denní chod jen u střech s tokem v poledne, trojnásobným proti nočním hodnotám. U dalších dvou povrchů je dlouhovlnná bilance ovlivněna sníženým sky-view faktorem a v průběhu dne se mění jen málo. Díky jejím malým výkyvům se tvar denního chodu celkové čisté radiační bilance blíží bilanci krátkovlnné.

Denní chod tepelné bilance všech tří povrchů pro období květen-září ukazuje obrázek 5.4. Zobrazeny jsou i jednotlivé složky tepelné bilance. Denní chod turbulentního toku tepla u všech povrchů tvarem poměrně dobře odpovídá čisté radiační bilanci. Jeho maximum dosahuje přibližně tří čtvrtin maxima čisté radiační bilance a je zhruba o 1-2 hodiny zpožděno. Tok latentního tepla je uvažován jen pro střechy a ulice a u obou povrchů je velmi nízký. Příčinou vyšších nočních teplot vzduchu je zejména tok tepla do nebo ze země a budov. Na výstupech z modelu se jeho maximum objevuje v pozdním dopolední. Poté už je dominantní turbulentní tok. Velký význam má také vyšší tok tepla ze země k povrchu na počátku období záporné radiační bilance.

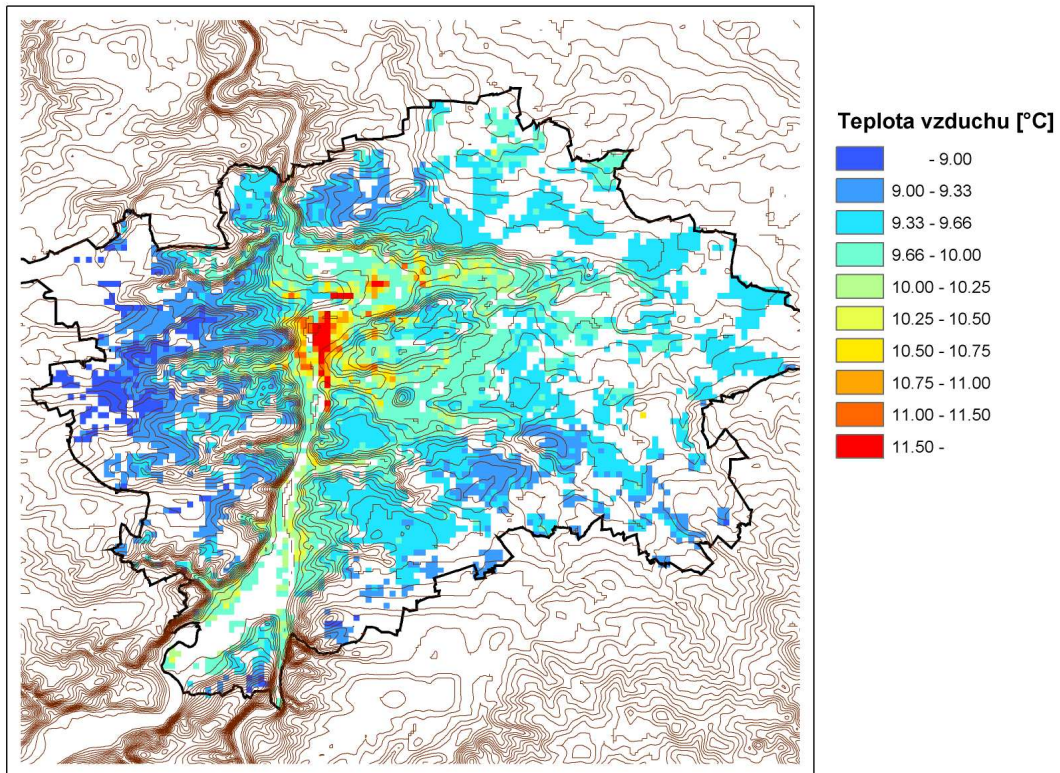
Posledním výstupem modelu tepelné bilance jsou denní chody teplot jednotlivých vrstev uvedené na obrázku 5.5. Průběh teploty povrchových vrstev poměrně dobře odpovídá průběhu čisté radiační bilance. Rozdíly mezi teplotou prvních a druhých vrstev nejsou příliš velké díky malé mocnosti prvních vrstev (1 cm). Stejně jako v přirozeném prostředí se i ve městě snižuje amplituda denního chodu teploty směrem do země nebo budov a zpožďuje se jeho maximum.

### 5.3 Výsledné pole průměrných teplot

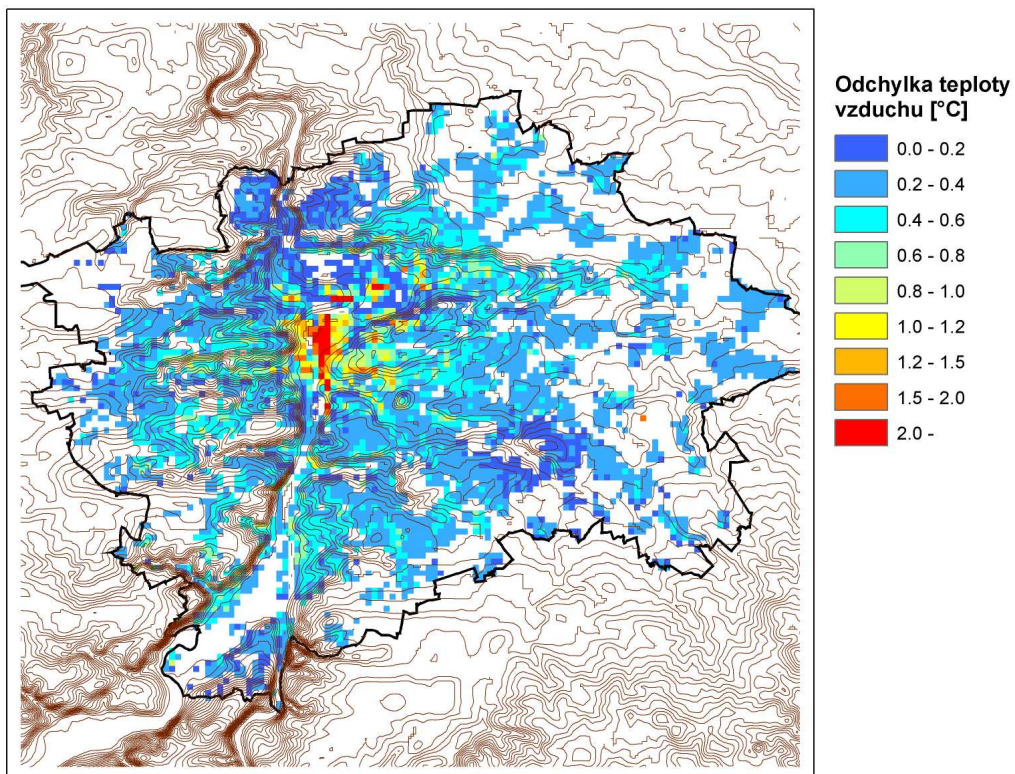
Schématem pro tepelnou bilanci v kaňonu ulice byla vypočtena teplota pro celou oblast pražské zástavby. Nicméně ne všechna zastavěná území se dají považovat za kaňon ulice. Ke zjištění podílu kaňonů ulic na celkové ploše zástavby v daném čtverci byl proto definován práh pro sky-view faktor, který by taková území vymezil. Jeho hodnota byla nastavena na 0,5, což odpovídá poměru 0,75 výšky budovy a šířky ulice. Výsledná teplota vzduchu v zástavbě v dané buňce rastru pak byla určena na základě tohoto poměru váženým průměrem teploty kaňonů ulic a teploty určené ze scénářů modelu KAMM. Plochy odpovídající půdorysům budov přitom nebyly brány v úvahu.

Vypočtený celoroční průměr teploty vzduchu v zástavbě ukazuje obrázek 5.6. Zatímco v okrajových částech města se objevují teploty kolem 9°C – 10°C, pro centrum jsou typické hodnoty přes 10,5°C. Toto prostorové rozložení teplot je však do určité míry ovlivněno i terénem, jelikož v centru města jsou nejnižší nadmořské výšky. Byla proto určena i odchylka teplotního průměru od měření v Ruzyni, přepočteného podle nadmořské výšky, a průměrného teplotního gradientu daného období. Výsledek je uveden na obrázku 5.7. Je patrné, že nejvyšší odchylky se skutečně objevují v centru města, kde dosahují přes 2°C. Směrem z centra rychle klesají a v ostatních částech města většinou nepřesahují 0,5°C.



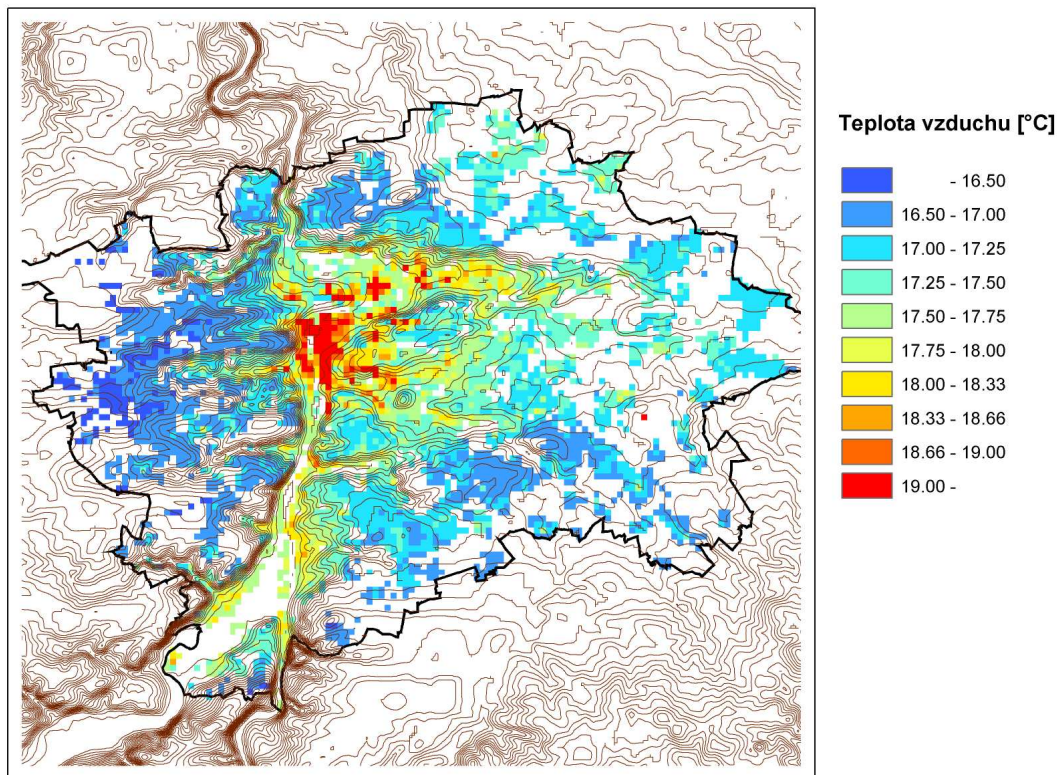


*Obr 5.6. Vypočtená celoroční průměrná teplota vzduchu v zástavbě*

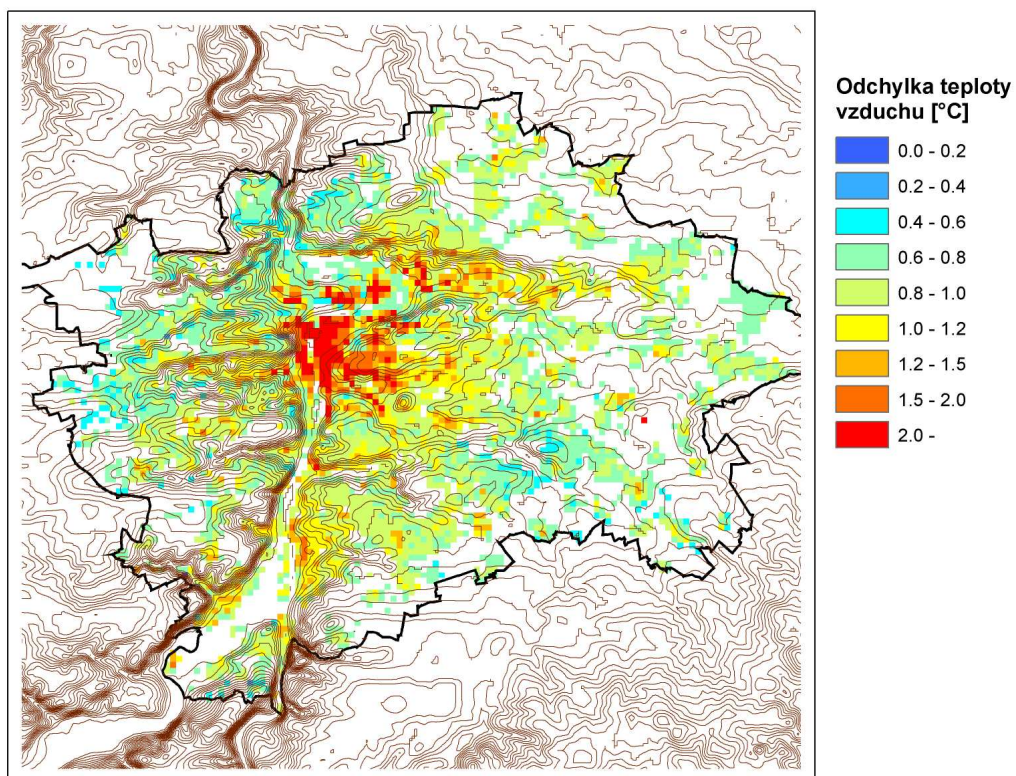


*Obr 5.7. Odchylka vypočtené celoroční teploty vzduchu v zástavbě od průměru ze stanice Ruzyně přepočteného podle nadmořské výšky*





*Obr. 5.8. Vypočtená průměrná teplota vzduchu v zástavbě pro období květen-září*



*Obr 5.9. Odchylka vypočtené teploty vzduchu v zástavbě od průměru ze stanice Ruzyně přepočteného podle nadmořské výšky pro období květen-září*

Stejně jako v případě radiační a tepelné bilance byly průměrné teploty počítány i pro období květen-září. Výsledek uvádí obrázek 5.8. Rozdíl teplot mezi centrem města, kde dosahují přes 19°C, a jeho okrajem je mírně vyšší než u celoročních průměrů. Oblast teplého vzduchu je také poněkud rozlehlejší než v předešlém případě. Dobře je to patrné i na odchylkách od ruzyňské teploty, které jsou uvedeny na obrázku 5.9. Oblast s odchylkami přes 2°C teď zabírá celé centrum města.

#### 5.4 Verifikace vypočtené teploty vzduchu

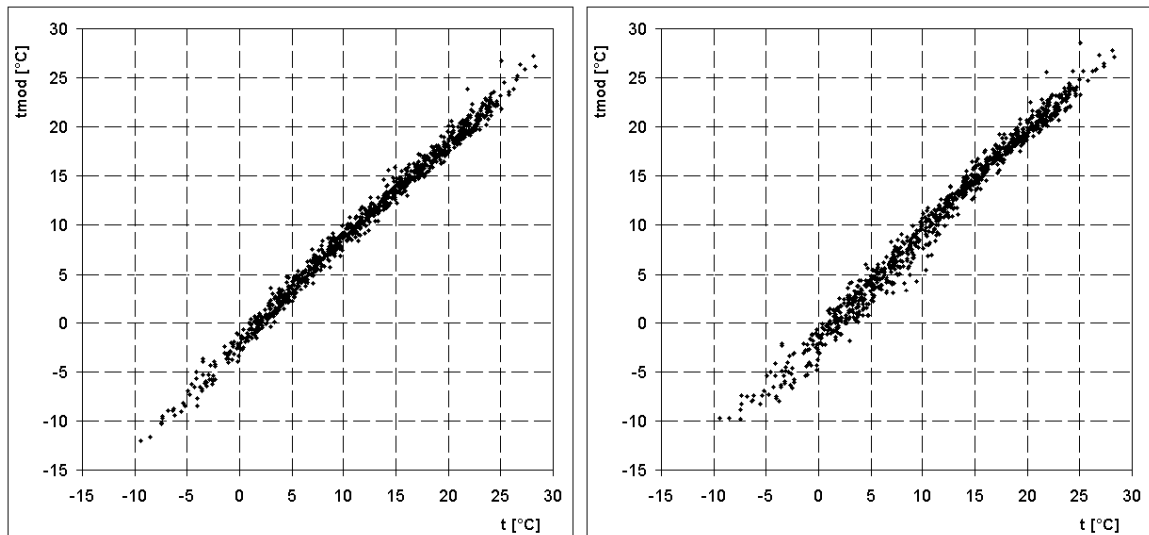
Verifikace vypočtených teplot vzduchu v městské zástavbě byla provedena na datech naměřených na stanici Klementinum, jelikož ta jediná odpovídá svou polohou kaňonu ulice (resp. v tomto případě uvnitř dvora). Srovnány byly jak průměrné, tak i minimální denní teploty z období 1997/1-1999/8. Podobně jako v části 3.4 byl u měřených a modelovaných řad spočten koeficient determinace  $R^2$  a standardní chyba  $RMSE$ .

Výsledky verifikace shrnují tabulky 5.2 a 5.3 a obrázky 5.10 a 5.11. Celkový průměr denních teplot byl v daném období o 0,81°C vyšší než průměr vypočtený pomocí modelu tepelné bilance. Nepatrně nižší odchylky se objevují u průměrné minimální teploty (0,72°C). Nicméně průměr teploty určený přímo ze scénářů počítaných modelem KAMM se v obou případech vyznačuje chybou více než dvojnásobnou. Podobně i zjištěná standardní chyba ukazuje na větší shodu výpočtu s měřením u výsledků se zahrnutím tepelné bilance města.

I přes nižší odchylku jsou teploty počítané pomocí tepelné bilance stále posunuté směrem dolů. Důvod nižších hodnot modelované teploty souvisí pravděpodobně s neuvažováním antropogenního tepla v celkové tepelné bilanci. Kromě toho je výstupem výpočtu teplota vzduchu v celém objemu kaňonu ulice, zatímco čidlo je na stanici umístěno v blízkosti zdi budovy Klementina.

	$t_{mod}$	$t$	$RMSE_d$	$R^2_d$
Výstup modelu KAMM	9,85	11,44	1,766	0.991
Výstup modelu tepelné bilance	10,63	11,44	1,401	0.985

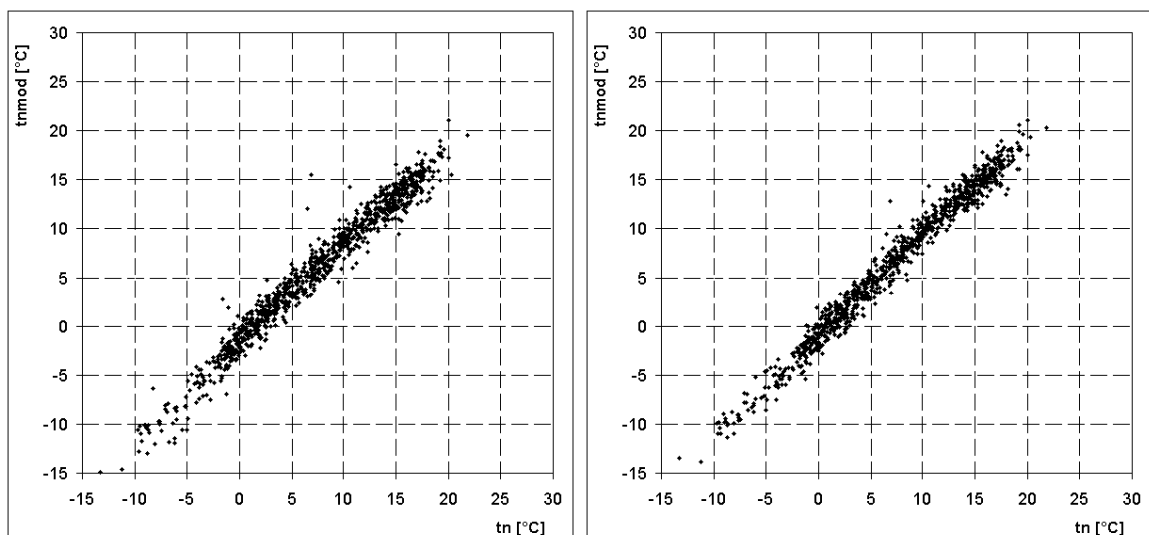
**Tab 5.2.** Modelovaná  $t_{mod}$  a měřená  $t$  teplota na meteorologické stanici Klementinum, standardní chyba denních dat  $RMSE_d$  a příslušný koeficient determinace  $R^2_d$



**Obr. 5.10.** Graf modelované  $t_{mod}$  a měřené  $t$  teploty na meteorologické stanici Klementinum, vlevo pro výstup modelu KAMM, vpravo pro výstup modelu tepelné bilance

	$tn_{mod}$	$tn$	$RMSE_d$	$R^2_d$
Výstup modelu KAMM	5,69	7,24	2,010	0,967
Výstup modelu tepelné bilance	6,52	7,24	1,309	0,977

**Tab 5.3.** Modelovaná  $tn_{mod}$  a měřená  $tn$  minimální teplota na meteorologické stanici Klementinum, standardní chyba denních dat  $RMSE_d$  a příslušný koeficient determinace  $R^2_d$

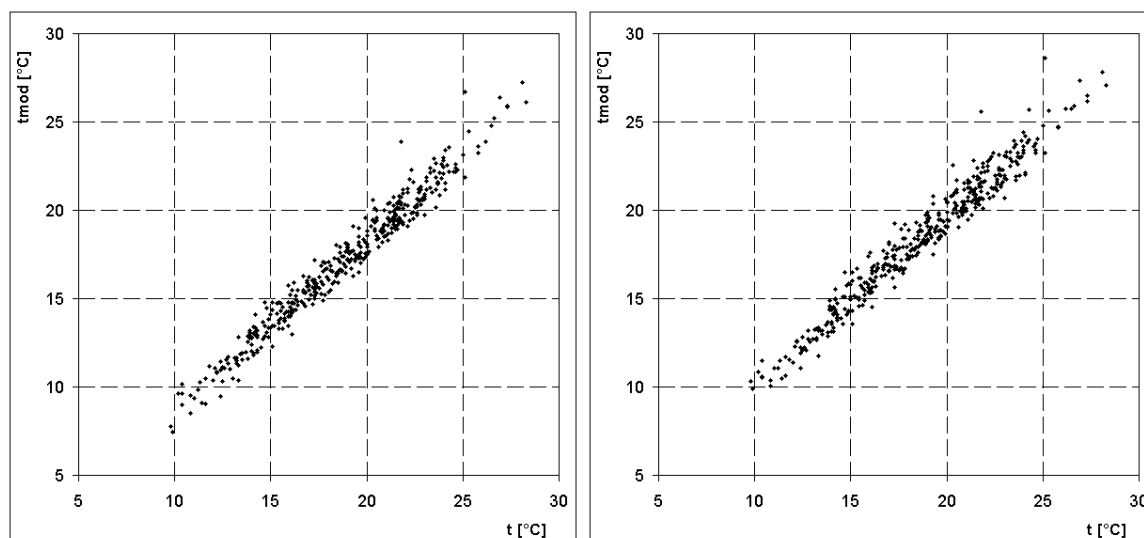


**Obr. 5.11.** Graf modelované  $tn_{mod}$  a měřené  $tn$  minimální teploty na meteorologické stanici Klementinum, vlevo pro výstup modelu KAMM, vpravo pro výstup modelu tepelné bilance

Srovnání modelů a měření bylo provedeno i pro období květen-září, kdy lze předpokládat mnohem nižší množství uvolňovaného antropogenního tepla. Výsledky verifikace pro toto období shrnují tabulky 5.4 a 5.5 a obrázky 5.12 a 5.13. Jak je z výstupů patrné, u výsledků modelu tepelné bilance došlo k výraznému zlepšení, když se odchylka průměrné denní teploty snížila na 0,24°C a odchylka průměrné minimální teploty na 0,65°C. Naopak u výsledků počítaných přímo ze scénářů k výraznému zlepšení nedošlo, některé charakteristiky se dokonce zhoršily.

	$t_{mod}$	$t$	$RMSE_d$	$R^2_d$
Výstup modelu KAMM	17,08	18,71	1,778	0,965
Výstup modelu tepelné bilance	18,47	18,71	0,819	0,957

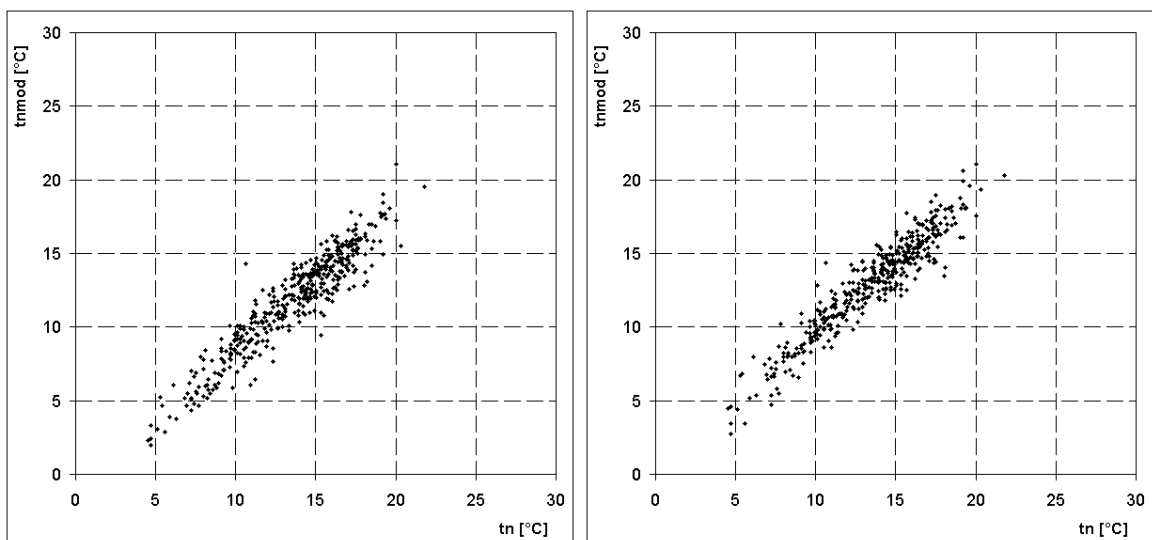
**Tab 5.4.** Modelovaná  $t_{mod}$  a měřená  $t$  teplota na meteorologické stanici Klementinum, standardní chyba denních dat  $RMSE_d$  a příslušný koeficient determinace  $R^2_d$ , období květen-září



**Obr. 5.12.** Graf modelované  $t_{mod}$  a měřené  $t$  teploty na meteorologické stanici Klementinum, vlevo pro výstup modelu KAMM, vpravo pro výstup modelu tepelné bilance, období květen-září

	$tn_{mod}$	$tn$	$RMSE_d$	$R^2_d$
Výstup modelu KAMM	11,79	13,54	2,162	0,883
Výstup modelu tepelné bilance	12,99	13,54	1,217	0,897

**Tab 5.5.** Modelovaná  $tn_{mod}$  a měřená  $tn$  minimální teplota na meteorologické stanici Klementinum, standardní chyba denních dat  $RMSE_d$  a příslušný koeficient determinace  $R^2_d$ , období květen-září



*Obr. 5.13. Graf modelované  $tn_{mod}$  a měřené  $tn$  minimální teploty na meteorologické stanici Klementinum, vlevo pro výstup modelu KAMM, vpravo pro výstup modelu tepelné bilance, období květen-září*

## 6. Vztah meteorologických prvků ke znečištění ovzduší

### 6.1 Meteorologické faktory ovlivňující znečištění ovzduší

Základním meteorologickým parametrem při šíření koncentrace jakékoli látky je intenzita turbulence. Turbulentní difúze je mnohem větší než molekulární, která by sama o sobě neměla na koncentraci velký vliv. Pro rozptýlení znečištění jsou neefektivnější víry o velikosti srovnatelné s velikostí znečištěné oblasti, větší víry jen oblast posunou, ale nerozptýlí, menší víry zas ovlivní jen hranice znečištěné oblasti. Prvním zdrojem turbulentních vírů může být mechanická energie natékajícího proudění, které se objevuje především při neutrální advekci (teplota natékajícího vzduchu odpovídá teplotě vzduchu v cílové oblasti). Druhým zdrojem je pak při jasných dnech zahřívání zemského povrchu slunečním zářením a vznik konvekce.

Z běžně měřených meteorologických prvků jsou nejvýznamnějšími faktory znečištění ovzduší rychlost a směr větru. Tyto parametry ovlivňují samozřejmě v první řadě advekci znečištěné oblasti určitým směrem, ale zároveň vznikající mechanická turbulence snižuje koncentraci polutantů difúzí do okolního prostředí. Za hraniční rychlost větru, která již dokáže znečištění výrazněji rozptýlit, bývá považována hodnota 4 m/s (Sládek, 1971). Vývoj koncentrací suspendovaných částic velikostní frakce PM10 na počátku roku 2006 studoval Černý a Keder (2007). Porovnání koncentrací a meteorologických podmínek v době nejvyšších epizod ukazuje zřejmý vliv teplotního gradientu a rychlosti větru.

Určitý vliv na koncentraci škodlivin má i existence městského tepelného ostrova. Oke (1987a) ukazuje, že větší ohřívání aktivního povrchu ve městě výrazně ovlivní rozptylové podmínky. Tepelný ostrov města vytváří nad oblastí konvektivní buňky a sváží znečištění do středu města.

Významným faktorem pro rozptyl znečištění v ovzduší je vertikální teplotní zvrstvení. Jeho stabilita představuje schopnost atmosféry odolávat vertikálním pohybům a tlumit tak existující turbulenci. Obecně je ve městě při povrchu o něco větší instabilita než v okolní krajině. Ve větších výškách však mohou vznikat inverzní vrstvy, které zachycují znečištění a drží ho nad městem. Důvodem vzniku teplotní inverze může být například teplá advekce, subsidence nebo radiace z horní části oblačnosti. Za jasné noci mohou vznikat i přízemní inverze vlivem silného radiačního ochlazování povrchu. Výskyt mlh sice může snížit stabilitu teplotního zvrstvení v inverzní vrstvě, zabraňuje však také slunečnímu záření proniknout k zemskému povrchu a brání tak rozvoji turbulence, která by mohla inverzní vrstvu rozptýlit. Stabilita zvrstvení může být popsána některým z používaných indexů nebo směšovací délkou. Korelaci směšovací délky a přízemních koncentrací škodlivin pozoroval například Pissimanis et al. (1991). Rozptyl jednotlivých kouřových vleček je rovněž ovlivněn především stabilitou teplotního zvrstvení, rychlostí a směrem větru a turbulencí. Na začátku je vzestup

vlečky určen hybností (rychlostí a hustotou) vypouštěného plynu a jeho vztlakem (teplotou plynu a teplotním zvrstvením). Je-li počáteční rychlost vypouštění plynů malá, může být vlečka stržena dolů k zemi. Řešením může být zvýšení teploty plynu, na který tak bude působit větší vztlaková síla.

Koncentrace škodlivin v ovzduší je snižována i jinými procesy než turbulentní difúzí. Neturbulentní odstraňování polutantů může být výsledkem reakce s ostatními látkami v atmosféře nebo gravitačního usazování. Pro částice menší než několik mikronů je ale rychlost pádu vzhledem k vertikálnímu rychlostem proudění v atmosféře zanedbatelná. Dochází však k jejich shlukování a připojování molekul vody, což má poté samozřejmě za následek jejich větší poloměr a hmotnost. Dále dochází k vymývání znečišťujících látek deštěm, což se týká částic s průměrem přes 2 mikrony. Částice mohou tvořit i kondenzační jádra pro vznik srážek.

Koncentrace škodlivin závisí pochopitelně kromě meteorologických podmínek i na emisích těchto látek do ovzduší. Jejich emisní faktory mohou mít výrazný denní nebo týdenní chod. Například víkendový efekt koncentrací přízemního ozonu na datech z měření AIM studoval Borovanský (2007). U některých pražských stanic se efekt ukázal jako nejvýznamnější z celé ČR, když průměr na stanicích Náměstí Republiky a Vysočany vykazoval v teplé části roku o víkendu hodnoty o 10-12% vyšší než v případě pracovních dnů. Další pražské lokality (Libuš, Kobylisy) se také umístily v přední části tabulky.

## 6.2 Data použitá k analýze

K analýze vztahu vypočítaných meteorologických prvků a znečištění ovzduší byly použity denní koncentrace škodlivin měřené na stanicích automatizovaného imisního monitoringu (AIM). Automatizovaný imisní monitoring je síť stanic na sledování čistoty ovzduší, která byla vybudována začátkem 90. let. Oblast Prahy je touto sítí pokryta poměrně dobře. Stanice AIM mívají podobu typizovaného kontejneru, umístěného zpravidla 50 m od komunikace. Pro další práci byly vybrány stanice AIM, které shromáždily ve studovaném období 1997-2006 alespoň 7 let měření. Všechny stanice měřily i přes občasné výpadky po celé zmiňované období, pouze stanice Smíchov byla v provozu až od roku 2000. Seznam použitých stanic, jejich polohu a měřené škodliviny uvádí tabulka 6.1.

Většina stanic se nachází v městské zástavbě a pouze u tří (Braník, Kobylisy a Libuš) lze jejich polohu definovat jako okraj zástavby. Teplota vzduchu pro stanice ležící na okraji zástavby byla brána přímo z modelových výpočtů, pro ostatní stanice byla počítána stejným způsobem jako v kapitole 5. Přitom se sky-view faktor na stanicích pohyboval od 0,41 do 0,3, kde nejnižší hodnoty se objevily na Náměstí Republiky a na Mlynářce. Parametr drsnosti povrchu byl v intervalu 0,69 až 1,92 a jeho nejvyšší hodnoty se vyskytovaly opět na Náměstí Republiky.



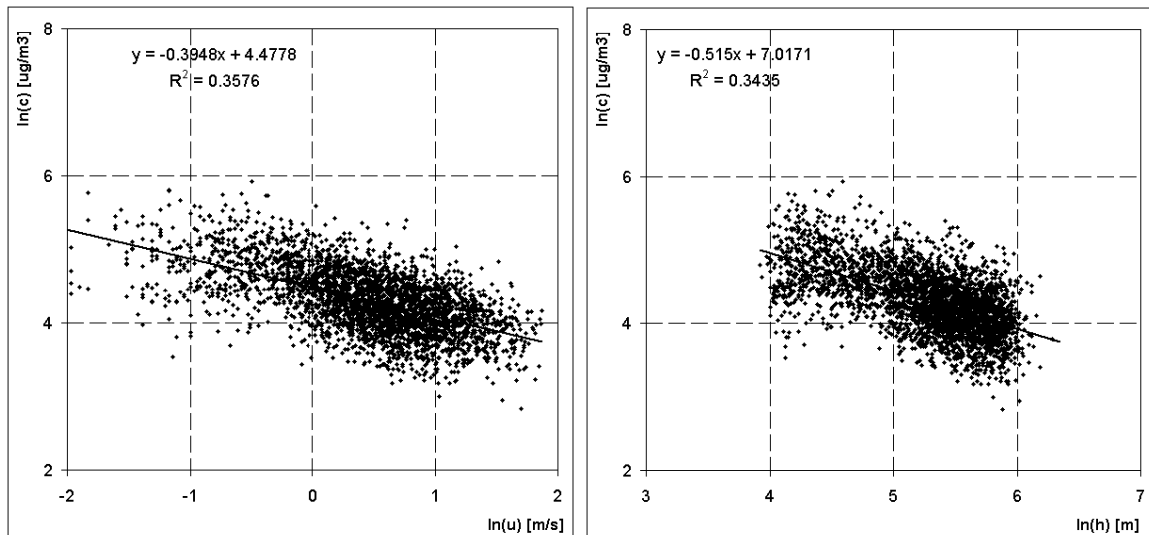
Stanice AIM	Zeměpisné souřadnice		Gauss-Krügerovy souř.		Nadm. výška [m]	Měření
	Z. šířka	Z. délka	X [m]	Y [m]		
Braník	50° 02' 31''	14° 24' 43''	3457990	5545821	202	SNP
Kobylisy	50° 07' 20''	14° 28' 03''	3462047	5554711	289	SNPO
Libuš	50° 00' 26''	14° 26' 46''	3460407	5541946	304	SNPCO
Mlynářka	50° 04' 18''	14° 23' 01''	3456004	5549134	233	SNPC
Náměstí Republiky	50° 05' 18''	14° 25' 44''	3459259	5550962	195	SNPCO
Riegrovy sady	50° 04' 53''	14° 26' 34''	3460236	5550197	256	SNP
Smíchov	50° 04' 23''	14° 23' 53''	3457039	5549292	216	SNPCO
Veselavín	50° 05' 51''	14° 21' 09''	3453799	5552026	303	SNPO
Vršovice	50° 03' 59''	14° 26' 46''	3460470	5548521	201	SNP
Vysočany	50° 06' 40''	14° 30' 10''	3464564	5553455	207	SNPCO

**Tab. 6.1.** Měření na stanicích AIM použité k analýze, jejich zeměpisné a Gauss-Krügerovy souřadnice, nadmořská výška a měřící program (S-SO<sub>2</sub>, N-NO<sub>x</sub>, C-CO, P-PM10, O-O<sub>3</sub>)

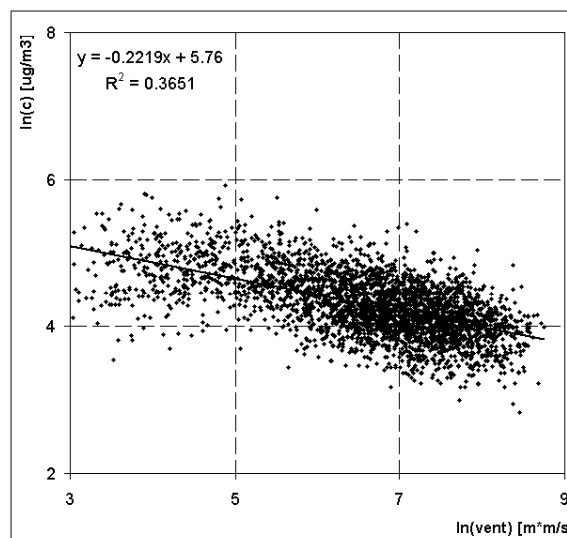
### 6.3 Výběr meteorologických prvků k analýze koncentrací škodlivin

Pro studium vztahu koncentrací škodlivin a modelovaných meteorologických prvků byla vybrána metoda vícenásobné regrese. Bylo proto nutné definovat jednotlivé vysvětlující proměnné, které by byly co možná nejméně závislé. Seznam proměnných vypočtených v předešlých částech práce zahrnoval směr a rychlost větru, směšovací délku, ventilační faktor a teplotu vzduchu.

Jak vyplývá z již zmíněné definice, ventilační faktor je funkcí rychlosti větru a směšovací délky. A protože směšovací délka závisí kromě teplotního zvrstvení také na rychlosti větru, bylo vhodné vybrat k analýze jen některé z těchto tří parametrů. K tomu účelu byly zjištěny jejich korelace s koncentracemi škodlivin. Vzhledem ke statistickému rozdělení proměnných byla před analýzou provedena logaritmická transformace. Jako příklad je na obrázcích 6.1 a 6.2 uveden vztah rychlosti větru, směšovací délky a ventilačního faktoru ke koncentracím NO<sub>x</sub> na stanici Náměstí Republiky. Nejtěsnější vztah se podle očekávání objevuje u ventilačního faktoru, i když situace ostatních parametrů se příliš neliší. K další analýze byl proto ze tří zmiňovaných proměnných vybrán ventilační faktor, také kvůli tomu, že i z definice vyjadřuje míru provětrávání daného území.



**Obr. 6.1.** Závislost koncentrací  $\text{NO}_x$  na stanici Náměstí Republiky na rychlosti větru  $u$  a směšovací délce  $h$



**Obr. 6.2.** Závislost koncentrací  $\text{NO}_x$  na stanici Náměstí Republiky na ventilačním faktoru  $\text{vent}$

Je zřejmé, že závislost koncentrací škodlivin na směru větru souvisí s polohou místa měření a největších okolních emisních zdrojů. Ke zjištění vlivu směru proudění byly proto vypočítány růžice koncentrací škodlivin na všech hodnocených místech. Aby byl vyloučen současný vliv rychlosti větru, která také na jeho směr závisí, byly růžice hodnoceny jen pro interval rychlosti 1 – 3 m/s. Výsledné růžice jsou uvedeny v příloze 3. Pro každou lokalitu a každou škodlivinu byl určen směr větru s největší pozorovanou koncentrací. Jako nezávislá proměnná pak do další analýzy vstupovala odchylka směru větru od této hodnoty.

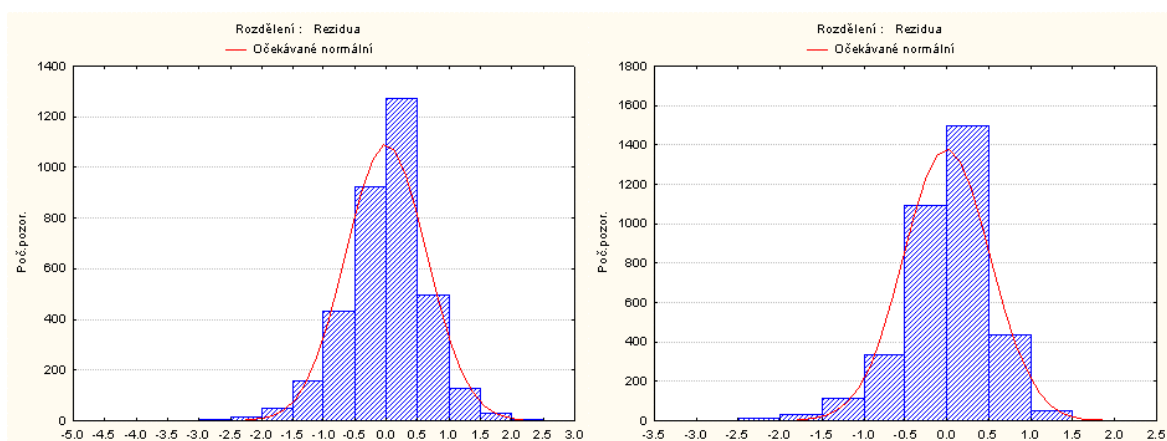
Konečný výběr proměnných pro regresní analýzu tak sestával z odchylky směru větru od sektoru s maximální koncentrací, ventilačního faktoru a teploty vzduchu.

## 6.4 Souvislost koncentrací škodlivin s meteorologickými proměnnými

K analýze koncentrací škodlivin v závislosti na vybraných meteorologických proměnných může být například použita metoda vícenásobné regrese logaritmu dané koncentrace a logaritmu vysvětlujících proměnných (Annand a Hudson, 1981; Shi a Harrison, 1997). Nicméně u teploty vzduchu mohou nastat při záporných hodnotách problémy s logaritmickou transformací. Shi a Harrison (1997) záporné teploty při zpracování londýnských řad vyloučili, v Praze ale představují poměrně větší část a tak byla použita teplota nelogaritmovaná. Nebyla transformována ani odchylka směru větru, jelikož její statistické rozdělení se příliš neliší od normálního rozdělení.

K výpočtu vícenásobné regrese byl použit software STATISTICA. Nejdůležitějšími výstupy, které jsou dále prezentovány, jsou regresní koeficienty  $B$  a  $\beta$  a násobné  $R^2$ . Absolutní koeficienty  $B$  jsou ovlivněny rozptylem dané nezávislé proměnné, a proto je k hodnocení podílu proměnné na regresi vhodnější použít koeficienty  $\beta$ , které normují parametry  $B$  na hodnotu, jakou by měly pro proměnnou s normálním rozdělení s průměrem 0 a rozptylem 1. Násobné  $R^2$  představuje koeficient determinace pro určenou nejlepší lineární kombinaci proměnných a tedy i vysvětlený rozptyl.

Počet případů se pohyboval mezi 3200 a 3500 v závislosti na kompletnosti dat, pouze u stanice Smíchov byl kvůli kratšímu období nižší (v rozmezí 2300 až 2400). Předpokladem vícenásobné regresní analýzy je normální rozdělení reziduí, resp. by se mezi rezidui neměly vyskytovat extrémní hodnoty, které by mohly výrazně ovlivnit výsledné koeficienty. Jak ukazuje příklad na obrázku 6.3, byl tento předpoklad vždy poměrně dobře splněn, mimo jiné i logaritmickou transformací některých vstupů.



**Obr 6.3.** Residua vícenásobné regrese koncentrací SO<sub>2</sub> na stanici Vršovice (nalevo) a koncentrací O<sub>3</sub> na stanici Veleslavín (napravo)

Výsledek regresní analýzy koncentrace SO<sub>2</sub> ukazuje tabulka 6.2. Násobné  $R^2$  je u této škodliviny nejnižší a pohybuje se mezi 0,23 a 0,35. Jak je v tabulce vidět, největší význam má u všech stanic teplota. Její silná záporná korelace souvisí s vytápěním při nižší teplotě

vzduchu a tedy i vyššími emisemi. Vliv ventilačního faktoru na koncentrace je přibližně poloviční. Nejmenší význam má v této analýze odchylka směru větru.

	$R^2$	$\beta_{\ln(vf)}$	$\beta_{dir}$	$\beta_t$	$abs$	$B_{\ln(vf)}$	$B_{dir}$	$B_t$
Braník	0,282	-0,228	-0,197	-0,388	3,805	-0,181	-0,0031	-0,0388
Kobylisy	0,265	-0,234	-0,144	-0,354	4,017	-0,211	-0,0022	-0,0327
Libuš	0,348	-0,204	-0,123	-0,491	4,000	-0,232	-0,0023	-0,0494
Mlýnářka	0,237	-0,160	-0,100	-0,399	3,573	-0,149	-0,0016	-0,0365
Náměstí Republiky	0,270	-0,174	-0,103	-0,416	3,572	-0,120	-0,0020	-0,0415
Riegrovy sady	0,303	-0,214	-0,089	-0,425	3,838	-0,181	-0,0017	-0,0429
Smíchov	0,302	-0,096	-0,180	-0,466	2,935	-0,070	-0,0025	-0,0383
Veslavín	0,394	-0,293	-0,067	-0,504	4,702	-0,288	-0,0010	-0,0448
Vršovice	0,311	-0,220	-0,122	-0,394	3,774	-0,167	-0,0020	-0,0370
Vysočany	0,260	-0,190	0,001	-0,421	3,940	-0,215	0,0000	-0,0396

**Tab. 6.2.** Výsledky regresní analýzy logaritmu koncentrací  $SO_2$  na vypočtených hodnotách logaritmu ventilačního faktoru  $vf$ , odchylky směru větru  $dir$  a teploty  $t$ . Uvedeno je násobné  $R^2$ , normované koeficienty  $\beta$ , absolutní člen  $abs$  a absolutní koeficienty  $B$

Další analyzovanou škodlivinou byl  $NO_x$ , jehož výsledky jsou uvedeny v tabulce 6.3. Násobné  $R^2$  je u této škodliviny již vyšší a často překračuje i 0,4. Dominantní vliv na koncentrace má v tomto případě ventilační faktor. Zbylé dvě proměnné mají regresní koeficienty nižší. Směr větru se projevuje především na stanicích Smíchov a Veleslavín, teplota se projevuje na všech lokalitách přibližně stejně a s negativními koeficienty, pouze na stanici Smíchov je její koeficient mírně pozitivní.

Výsledek regresní analýzy koncentrace  $PM_{10}$  ukazuje tabulka 6.4. Hodnoty násobného  $R^2$  se zde pohybují o něco níže než v předchozím případě, stále však na několika místech překračují 0,4. Opět je patrný dominantní vliv ventilačního faktoru, i když vliv směru větru je také poměrně výrazný. U teploty vzduchu se regresní koeficienty pohybují nízko a objevují se jak kladné, tak i záporné teploty.

Tabulka 6.5 shrnuje výsledek regresní analýzy koncentrace  $CO$ . Tentokrát jsou hodnoty násobného  $R^2$  podobné jako u oxidů dusíku a pohybují se mezi 0,3 a 0,43. Největší podíl na vysvětleném rozptylu má opět ventilační faktor, zejména u níže položených stanic. Poměrně vysoké záporné koeficienty se vyskytují i u teploty vzduchu.

Poslední regresní analýza byla provedena pro koncentrace  $O_3$ . Jak se dalo očekávat, je u ozonu situace podstatně jiná. Jako produkt fotochemických reakcí je citlivý na teplotu vzduchu a ta má proto v regresi největší váhu. Vysoké pozitivní koeficienty jsou i u ventilačního faktoru, což souvisí s tím, že vysoké koncentrace ozonu se objevují za jasných letních dnů, kdy směšovací délka dosahuje nejvyšších hodnot.

	$R^2$	$\beta_{\ln(vf)}$	$\beta_{dir}$	$\beta_t$	$abs$	$B_{\ln(vf)}$	$B_{dir}$	$B_t$
Braník	0,337	-0,509	-0,088	-0,077	6,032	-0,252	-0,0011	-0,0048
Kobylisy	0,422	-0,479	-0,273	-0,258	6,411	-0,338	-0,0034	-0,0185
Libuš	0,364	-0,463	-0,169	-0,244	5,981	-0,314	-0,0018	-0,0147
Mlynářka	0,308	-0,461	-0,124	-0,148	6,864	-0,325	-0,0016	-0,0102
Náměstí Republiky	0,439	-0,489	-0,049	-0,298	5,673	-0,181	-0,0004	-0,0159
Riegrovy sady	0,490	-0,592	0,020	-0,249	6,080	-0,313	0,0002	-0,0157
Smíchov	0,304	-0,414	-0,306	0,106	6,376	-0,268	-0,0038	0,0077
Veslavín	0,552	-0,410	-0,450	-0,248	7,082	-0,356	-0,0061	-0,0195
Vršovice	0,350	-0,415	-0,161	-0,215	5,967	-0,217	-0,0018	-0,0139
Vysočany	0,279	-0,459	-0,069	-0,159	7,085	-0,407	-0,0009	-0,0119

**Tab. 6.3.** Stejně jako tabulka 6.2 pro koncentrace  $NO_x$

	$R^2$	$\beta_{\ln(vf)}$	$\beta_{dir}$	$\beta_t$	$abs$	$B_{\ln(vf)}$	$B_{dir}$	$B_t$
Braník	0,257	-0,365	-0,121	-0,166	4,921	-0,192	-0,0017	-0,0112
Kobylisy	0,316	-0,433	-0,259	-0,056	5,960	-0,327	-0,0033	-0,0043
Libuš	0,381	-0,414	-0,431	-0,043	6,113	-0,330	-0,0056	-0,0031
Mlynářka	0,220	-0,349	-0,228	-0,071	5,649	-0,254	-0,0030	-0,0051
Náměstí Republiky	0,266	-0,446	-0,211	0,034	5,219	-0,208	-0,0028	0,0023
Riegrovy sady	0,427	-0,506	-0,214	-0,110	5,843	-0,290	-0,0028	-0,0077
Smíchov	0,339	-0,494	-0,255	0,025	5,925	-0,297	-0,0029	0,0017
Veslavín	0,440	-0,513	-0,184	-0,167	6,629	-0,403	-0,0022	-0,0120
Vršovice	0,184	-0,293	-0,143	-0,129	5,050	-0,178	-0,0019	-0,0097
Vysočany	0,321	-0,443	-0,255	-0,105	6,212	-0,349	-0,0031	-0,0069

**Tab. 6.4.** Stejně jako tabulka 6.2 pro koncentrace  $PM_{10}$

	$R^2$	$\beta_{\ln(vf)}$	$\beta_{dir}$	$\beta_t$	$abs$	$B_{\ln(vf)}$	$B_{dir}$	$B_t$
Libuš	0,419	-0,376	-0,222	-0,385	7,801	-0,183	-0,0018	-0,0167
Mlynářka	0,349	-0,402	-0,122	-0,304	8,306	-0,206	-0,0010	-0,0154
Náměstí Republiky	0,327	-0,429	-0,094	-0,234	7,645	-0,131	-0,0007	-0,0103
Smíchov	0,300	-0,470	-0,124	-0,110	7,931	-0,177	-0,0009	-0,0047
Vysočany	0,423	-0,449	-0,163	-0,349	8,431	-0,246	-0,0014	-0,0160

**Tab. 6.5.** Stejně jako tabulka 6.2 pro koncentrace  $CO$

	$R^2$	$\beta_{ln(vf)}$	$\beta_{dir}$	$\beta_t$	$abs$	$B_{ln(vf)}$	$B_{dir}$	$B_t$
Kobylisy	0,543	0,406	-0,126	0,501	0,719	0,379	-0,0021	0,0479
Libuš	0,399	0,329	0,020	0,471	1,232	0,310	0,0003	0,0394
Náměstí Republiky	0,559	0,458	0,059	0,440	0,663	0,320	0,0010	0,0442
Smíchov	0,524	0,504	-0,126	0,321	0,079	0,460	-0,0023	0,0324
Veslavín	0,503	0,352	-0,250	0,523	0,959	0,350	-0,0038	0,0471
Vysočany	0,487	0,435	-0,101	0,448	-0,457	0,526	-0,0018	0,0458

**Tab. 6.6.** Stejně jako tabulka 6.2 pro koncentrace  $O_3$

## 7. Závěr

Specifické klima velkoměst je výsledkem působení vyšší drsnosti povrchu a změněné radiační a tepelné bilance a projevuje se zejména změnami v proudění vzduchu, vyšší teplotou a nižší vlhkostí vzduchu. Hlavním cílem proto bylo vypočítat pole proudění nad Prahou a teplotu vzduchu v zástavbě.

Prvním krokem předkládané práce byl výpočet pole proudění nad Prahou. Simulace byly realizovány jen pro určitou množinu scénářů natékajícího proudění, definovaných směrem a rychlostí geostrofického větru, teplotním zvrstvením a roční a denní dobou. Scénáře byly spočteny třírozměrným nehydrostatickým modelem KAMM. Hlavními vstupy do modelu byly kromě zmíněných meteorologických prvků digitální model terénu, parametr drsnosti a výška posunutí. Poslední dva parametry jsou ve městě proti okolní krajině výrazně změněny a byly vypočteny v prostředí GIS na základě digitálního modelu budov. Výpočet průměrných polí ze získaných scénářů byl proveden na základě referenčních měření ze stanice Ruzyně a ve druhé verzi i na základě geostrofického větru a teplotního zvrstvení z reanalýz NCEP/NCAR.

Rychlost a směr větru byly verifikovány měřeními na meteorologických stanicích a jedním krátkodobým měřením. Výsledky verifikace ukázaly, že přesnější hodnoty vykazuje výpočet založený na referenční řadě z meteorologické stanice Ruzyně. Pomocí této řady byly proto vytvořeny výsledné mapy průměrné rychlosti větru v modelové doméně v 10 m nad zemí, mapy průměrné směšovací délky a průměrného ventilačního faktoru.

Průměrná rychlost větru v modelové doméně byla vypočítána pro celý rok a čtyři klimatologické sezóny. Celoroční průměr jen zřídka překračuje 4,5 m/s, a to v místech s nejvyšší nadmořskou výškou. Nejnížší průměrné rychlosti v údolích jsou naopak nižší než 2 m/s. Jak se dalo očekávat, jarní a podzimní průměrné rychlosti větru se od celoročního průměru příliš neliší, zatímco v létě výrazně klesají a v zimě jsou vyšší. Podzim a zima se také vyznačují většími rozdíly mezi rychlostí větru na plošině a v údolích. Vypočtená průměrná směšovací délka je nejnižší v údolních polohách a nejvyšší na exponovaných místech, kde proti údolím dosahuje přibližně trojnásobku. V ročním chodu má minimum v zimě. Prostorové rozložení ventilačního koeficientu je podobné jako u směšovací délky. Příliš se neliší ani v ročním chodu, i když na exponovaných místech nemusí být vlivem vysoké rychlosti větru minimální hodnoty v zimě.

Druhou hlavní částí práce byl výpočet teploty v pražské zástavbě. K výpočtu teploty vzduchu uvnitř městské zástavby bylo použito modelu tepelné bilance aktivního povrchu kaňonu ulice, který byl z velké části založen na často používaném schématu TEB. Schéma počítá radiační a tepelnou bilanci aktivního povrchu střech, ulic a zdí budov tvořících kaňon ulice. Klíčovým vstupem je zde sky-view faktor, který představuje podíl dlouhovlnného záření efektivně opouštějícího danou plochu směrem k obloze. Je však využíván i pro výpočet odrazů krátkovlnného záření v kaňonu ulice. Sky-view faktor byl s dostatečně malým krokem vypočítán pro všechna zastavěná místa pomocí prostorových funkcí GIS. V kaňonech ulic v husté zástavbě centra města se jeho hodnoty pohybují jen



kolem 0,3 a 0,4, zatímco na sídlištích na okraji města jsou jeho hodnoty redukovány jen v úplné blízkosti budov.

Simulovaný denní chod teploty vzduchu a složek radiační a tepelné bilance byl jako příklad počítán pro bod odpovídající poloze meteorologické stanice Klementinum. Pro srovnání denního chodu teplot byla jako pozadová data vybrána řada ze stanice Ruzyně přepočtená podle nadmořské výšky obou bodů. Při srovnání se ukázal typický denní chod městského tepelného ostrova s nejvyššími rozdíly v nočních hodinách a nejnižšími rozdíly dopoledne a kolem poledne. Výsledné pole průměrných teplot pro celou oblast pražské zástavby bylo prezentováno na mapách v absolutních hodnotách a také jako odchylka od přepočtených ruzyňských dat. Roční průměry teploty vzduchu se na okrajích města pohybují v rozmezí 9°C – 10°C, v centru potom překračují 10,5°C. To odpovídá odchylkám přes 2°C v centru města a kolem 0,5°C v okrajových částech. V období květen-září, kdy je intenzita městského tepelného ostrova nejvyšší, se území s odchylkami přes 2°C znatelně zvětšuje. Verifikace denních průměrných a minimálních teplot byla provedena na základě měření stanice Klementinum. V celoročním průměru byly měřené hodnoty o 0,7-0,8°C vyšší než modelované, nicméně odchylka od teploty z výstupů numerického modelu je dvojnásobná. V období květen-září došlo k výraznému snížení obou odchylek.

Poslední částí práce bylo zjištění vlivu vypočtených meteorologických prvků na koncentrace škodlivin. K tomu účelu byly použity denní koncentrace škodlivin měřené na deseti stanicích automatizovaného imisního monitoringu. Analýza byla provedena metodou vícenásobné regrese koncentrace škodliviny na vypočtených proměnných. Vysvětlující proměnné by tak měly být v ideálním případě nezávislé. To určitě neplatí pro rychlost větru, směšovací délku a ventilační faktor, které spolu úzce souvisejí. Po zjištění korelací těchto tří proměnných s měřenými koncentracemi se ukázal jako nejvhodnější ventilační faktor, který tomuto účelu nejlépe odpovídá i teoreticky, když vyjadřuje míru provětrávání daného území. Vliv směru větru na koncentrace škodlivin byl vyhodnocen pomocí směrových růžic, ze kterých byly určeny směry s maximální hodnotou. K regresní analýze tak byla vybrána odchylka směru větru od sektoru s maximální koncentrací, ventilační faktor a teplota vzduchu.

Výsledek regresní analýzy denních průměrů koncentrace pěti hlavních škodlivin ukázal, že vypočtené meteorologické prvky vysvětlují kolem jedné čtvrtiny až poloviny jejich rozptylu. Nejlepší výsledky měla regrese u ozonu s násobným  $R^2$  pohybujícím se mezi 0,4 a 0,55, naopak nehůře dopadla analýza pro  $\text{SO}_2$ , u kterého se  $R^2$  pohybovalo v rozmezí 0,23 a 0,35. Rozdíl mezi jednotlivými škodlivinami vznikl také ve významu vysvětlujících proměnných v regresní rovnici. Ve všech případech se významně projevil ventilační faktor, jehož korelace byla podle očekávání u většiny polutantů negativní. Výjimku tvoří ozon, u kterého měly regresní koeficienty pozitivní hodnoty, což souvisí s vysokou hodnotou směšovací délky v létě, kdy se také objevují vysoké koncentrace ozonu. Regresní koeficienty pro odchylku směru větru od směru s maximální koncentrací byly samozřejmě v naprosté většině případů negativní. Vliv směru větru se projevil zejména u stanic mimo centrum města, což dobře dokumentují regresní koeficienty pro oxidy dusíku. Teplota

vzduchu se nejvíce projevila na koncentracích  $O_3$ ,  $SO_2$  a  $CO$ . Zatímco v prvním případě jde o pozitivní korelaci, související se zvýšenou tvorbou ozonu při vysokých teplotách, u ostatních dvou škodlivin jsou koeficienty záporné, což je pravděpodobně způsobeno jejich zvýšenými emisemi při nízkých teplotách vzduchu. Ve zbylých případech se teplota na znečištění ovzduší výrazně nepodílela.

Výsledné mapy spočtené průměrné rychlosti větru, směšovací délky, ventilačního faktoru a teploty vzduchu v zástavbě se mohou uplatnit při klasifikaci pražského klimatu. Klasifikace specifického klimatu města má řadu aplikací v životním prostředí a pro urbanistické a stavební účely. K nejvýznamnějším patří uplatnění v oblasti znečištění ovzduší při studiu dlouhodobé zátěže daného území emisemi škodlivin. Provedená regresní analýza ukazuje na význam, jaký má pro jednotlivé škodliviny prostorové rozložení vypočítaných meteorologických prvků.

## Literatura:

Adrian G. (1987): Determination of the basic state of a numerical mesoscale model from operational numerical weather forecast, *Beitr. Phys. Atmosph.* **60**, 365-370.

Adrian G., Fiedler F. (1991): Simulation of unstationary wind and temperature fields over complex terrain and comparison with observations, *Beitr. Phys. Atmosph.* **64**, 27-48.

Albers A., Hinsch Ch. (1996): Abhängigkeit des Leistungsverhaltens grosser Windenergie – Anlagen von verschiedenen meteorologischen Parametern, *DEWI Magazin* **8**, 40-49.

Annand W.J.D., Hudson A.M. (1981): Meteorological effects on smoke and sulphur dioxide concentrations in the Manchester area, *Atmos. Environ.* **15S**, 799-806.

Arya S.P.S. (1981): Parametrizing height of the stable atmospheric boundary layer, *Jour. Appl. Meteorol.* **20**, 1192-1202.

Bednář J., Brechler J., Halenka T., Kopáček J. (2001): Modelling of summer photochemical smog in the Prague region, *Phys. Chem. Earth (B)* **26**, 129-136.

Beranová R. (2003): Pražský tepelný ostrov za různých synoptických podmínek, *Meteorologické zprávy* **56**, 137-142.

Brechler J., Píša V., Pretel J. (1997): Modelování stavu znečištění ovzduší, *Meteorologické zprávy* **50**, 110-116.

Bottema M. (1996): Roughness parameters over regular rough surfaces: Experimental requirements and model validation, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.* **64**, 249-265.

Bottema M., Mestayer P. (1998): Urban roughness mapping - validation techniques and some first results, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.* **74-76**, 163-173.

Borovanský J., Kastner J. (2007): Víkendový efekt přízemního ozonu v České republice, *Meteorologické zprávy* **60**, 117-125.

Brázdil R., Budíková M. (1999): An urban bias in air temperature fluctuations at the Klementinum, Prague, The Czech Republic, *Atmos. Environ.* **33**, 4211-4217.

Businger J.A., Wyngaard J.G., Izumi Y., Bradley E.F. (1971): Flux profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.* **28**, 186-215.

Christoffer J., Ulbricht-Eissing M. (1989): Die bodennahen Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland. 2., vollständig neu bearbeitete Auflage. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **147**, 193 s.

Cleugh H.A., Oke T.R. (1986): Suburban-rural energy balance comparison in summer for Vancouver, BC, *Boundary Layer Meteorol.* **36**, 351-371.

Colin J. (2001): Définition d'une approche de la modélisation de la rugosité aérodynamique en milieu urbain, mémoire de maîtrise, Université Loius Pasteur, Strasbourg, 31 s.

Černý E., Keder J. (2007): Rozbor epizod vysokého znečištění ovzduší na počátku roku 2006 ve vztahu k meteorologickým podmínkám, *Meteorologické zprávy* **60**, 7-12.

Deardorff J.W. (1974): Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer, *Boundary Layer Meteorol.* **7**, 81-106.

Demek, J. a kol. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR – Hory a nížiny, Academia, Praha, 584 s.

- Durran D.R., Klemp J.B. (1983): A compressible model for the simulation of moist mountain waves, *Mon. Wea. Rev.* **111**, 2341-2361.
- Dyer, A. J. (1974): A review of flux-profile relationships. *Boundary Layer Meteorol.* **7**, 363-372.
- Fatogoma O., Jacko R.B. (2002): A model to estimate mixing height and its effects on ozone modeling, *Atmos. Environ.* **36**, 3699-3708.
- Fiala J., Závodský D. (2003): Chemické aspekty znečištění ovzduší – troposférický ozon, *Ochrana ovzduší* **15**, příloha, 24s.
- Fukui E. (1970): The recent rise of temperature in Japan, *Jpn. Progr. Climatol.*, Tokyo, 46 s.
- Garrat J.R. (1978): Transfer characteristics for a heterogeneous surface of large aerodynamic roughness, *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **104**, 491-502
- Goody R.M. (1964): Atmospheric radiation, vol 1., Clarendon Press, Oxford, 436 s.
- Harrison P. (1993): The third revolution, Penguin Books, 400 s.
- Harrison P., Pears F. (2000): Atlas of population and environment, NY.
- Hatten A. (2002): Mise en evidence des caractéristiques générales de l'îlot de chaleur urbain strasbourgeois, mémoire de maîtrise, Université Loius Pasteur, Strasbourg, 68 s.
- Howard L. (1818): Climate of London deduced from meteorological observations, vol. 1, W. Phillips, London.
- Johnson G.T., Watson I.D. (1984): The determination of view-factors in urban canyons, *Journal of climate and applied meteorology* **23**, 329 – 335.
- Keder J. (1999): Detection of inversions and mixing height by REMTECH PA2 sodar in comparison with collocated radiosonde measurements, *Meteorol. Atmos. Phys.* **71**, 133-138.
- Kondratjev K.Y. (1976): Radiation characteristics of the atmosphere and the earth's surface. Amerind Publishing, New Delhi.
- Landsberg H.E., Maisel T.N. (1972): Micrometeorological observations in an area of urban growth, *Boundary Layer Meteorol.* **1**, 61-63.
- Landsberg H.E. (1981): The urban climate, Academic press, NY – London, 277 s.
- Lee S.H., Park S.U. (2008): A vegetated urban canopy model for meteorological and environmental modelling, *Boundary Layer Meteorol.* **126**, 73-102.
- Lena F., Desiato F. (1999): Intercomparison of nocturnal mixing height estimate methods for urban air pollution modelling, *Atmos. Environ.* **33**, 2385-2393.
- Lenz C. (1996): Energieumsetzungen an der Erdoberfläche in Gegliedertem Gelände, Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe, Karlsruhe, 248 s.
- Lettau H. (1969): Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element distribution. *Jour. Appl. Meteorol.* **8**, 828-832.
- Louis J.F. (1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Boundary Layer Meteorol.* **17**, 187-202.

- MacDonald et al. (1998): An improved method for estimation of surface roughness of obstacle arrays, *Atmos. Environ.* **32**, 1857-1864.
- Mascart P., Noilhan J., Giordani H. (1995): A modified parametrization of flux-profile relationship in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum, *Boundary Layer Meteorol.* **72**, 331-344.
- Masson V. (2000): A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models, *Boundary Layer Meteorol.* **94**, 357-397.
- Mestayer P.G., Bottema M., Costes J.P., Sini J.F. (1997): Modelling urban canopy and terrains for transport-diffusion simulations at sub-mesoscales, *Int. J. Environ. Pollut.* **8-6**, 675-682.
- Nester K., Panitz H.J., Fiedler F. (1995): Comparison of the DRAIS and EURAD model simulations of air pollution in a mesoscale area, *Meteorol. Atmos. Phys.* **57**, 135-158.
- Nieuwstadt F.T.M. (1984): Some aspects of the turbulent stable boundary layer, *Boundary Layer Meteorol.* **30**, 31-55.
- Oke T.R. (1976): Distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands, *Atmosphere* **14**, 268-277.
- Oke T.R. (1981): Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: comparison of scale model and field observation, *J. Climatol.* **1**, 237-254.
- Oke T.R. (1984): Methods in urban climatology. In *Applied climatology, Zürcher Geograph. Schrift.* **14**, 19-29.
- Oke T.R. (1987a): *Boundary layer climates*, Routledge
- Oke T.R. (1987b): The surface energy budgets of urban areas. Modelling the urban boundary layer. Amer. Meteor.Soc., Boston, 1-52.
- Orlanski I. (1976): A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *J. Comp. Phys.* **21**, 151-269.
- Panitz H.J., Nester K., Fiedler F. (2002): Mass budget simulation of NO<sub>x</sub> and CO for the evaluation of calculated emissions for the city of Augsburg (Germany), *Atmos. Environ.* **36S1**, 33-51.
- Park S.U., Yoon I.H. (1991): Estimation of atmospheric boundary layer using routinely available meteorological data, *J. Korean Meteorol. Soc.* **27**, 32-54.
- Paulson C.A. (1970): The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteorol.* **9**, 857-861.
- Pielke R.A., Mahrer Y. (1975): Representation of the heated planetary boundary layer in mesoscale models with coarse vertical resolution, *J. Atmos. Sci.* **32**, 2288-2308.
- Pielke, R. A. (2002): *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, San Diego, 676 s.
- Pissimanis D.K., Karras G.S., Notaridou V.A. (1991): On the meteorological conditions during some strong smoke episodes in Athens, *Atmos. Environ.* **25B**, 193-202.
- Procházka J., Šebek O., Coufal L., Sedláček M. (1980): Klasifikace klimatu Prahy, *Meteorologické zprávy* **33**, 161-166.

- Raupach (1994): Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as function of canopy height and area index, *Boundary Layer Meteorol.* **71**, 211-216.
- Rotach M.W. (1995): Profiles of turbulence statistics in and above an urban street canyon, *Atmos. Environ.* **29**, 1473.
- Sailor D.J., Fan H. (2002): Modeling the diurnal variability of effective albedo for cities, *Atmos. Environ.* **36**, 713-725.
- Sakakibara Y. (1996): A numerical study of the effect of urban geometry upon the surface energy budget, *Atmos. Environ.* **30**, 487-496.
- Schädler G., Kalthof N., Fiedler F. (1990): Validation of a model for heat, mass and momentum exchange over vegetated surfaces using LOTREX-10E/HIBE88 data, *Contributions of Atmospheric Physics* **63**, 85-100.
- Shi J.P., Harrison R.M. (1997): Regression modelling of hourly NO<sub>x</sub> and NO<sub>2</sub> concentrations in urban air in London, *Atmos. Environ.* **31**, 4081-4094.
- Sládek I. (1971): Vliv meteorologických činitelů na znečištění ovzduší, *Sborník ČSZ* **76**, Praha, 171-180.
- Sobíšek B. (ed.) et al., 1993: Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Academia, Praha, 594 s.
- Stern A.C. (1968): Air pollution, Academic press, NY – London, 694 s.
- Stull R.B. (1988): An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer, Dordrecht, 666s.
- Svoboda J. (1996): Výpočet průměrných rychlostí větru v horských regionech pomocí simulovaných polí proudění vzduchu. *Meteorologické zprávy* **49**, 77-80.
- Taylor P.A. (1987): Comments and further analysis on effective roughness lengths for use in numerical three-dimensional models, *Boundary Layer Meteorol.* **39**, 403-418.
- Troen I., Petersen E. L. (1989): European Wind Atlas, Risø National Laboratory, Roskilde.
- Turner B.L. et al. (1990): The Earth as transformed by human action, Cambridge university press, UK
- Váňa M. (1997): Monitoring přízemního ozonu na regionální úrovni České republiky, *Ochrana ovzduší* **9**, 2-7.
- Vaníček et al. (1994): Popis pole globálního záření na území České republiky v období 1984 – 1993, *Národní klimatický program* **15**, 84 s.
- Venkatram A. (1980): Estimating the Monin-Obukhov length in the stable boundary layer for dispersion calculations, *Boundary Layer Meteorol.* **19**, 481-485.
- Wieringa J. (1993): Representative roughness parameters for homogeneous terrain, *Boundary Layer Meteorol.* **63**, 323-363.
- Yamashita S., Sekine K., Shoda M., Yamashita K., Hara Y. (1986): On relationship between heat island and sky view factor in the cities of Tama river basin, Japan, *Atmos. Environ.* **20**, 681-686.

## Přílohy

- 1 .. Parametry modelu KAMM
- 2 .. Parametry modelu tepelné bilance
- 3 .. Závislost koncentrace škodlivin na směru větru

## Mapové přílohy

- M1 .. Pole průměrné rychlosti větru v 10 m nad povrchem a větrné růžice  
M2 .. Sky-view faktor

*Klad listů mapových příloh*

