UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie

Markéta VENCLOVÁ

FAKTORY PODMIŇUJÍCÍ ŠPATNÉ TERMICKÉ PODMÍNKY V ČESKÉ REPUBLICE

FACTORS DETERMINING BAD THERMAL CONDITIONS IN THE CZECH REPUBLIC

Bakalářská práce

Praha 2014

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Zuzana Chládová, Ph.D.

Konzultanti bakalářské práce: RNDr. Jacek Kerum a RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Zadání bakalářské práce

Název práce

Faktory podmiňující špatné termické podmínky v České republice

Cíle práce

Práce bude věnována vlivu reliéfu a land coveru na termické podmínky na území ČR. Na základě literatury a připraveného dotazníku budou určeny oblasti, kde je i za příhodných meteorologických podmínek termika potlačena a které tedy představují těžko překonatelnou bariéru pro bezmotorové létání.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

První část práce bude vycházet z rešerše literatury a bude věnována popisu termické konvekce, způsobu vzniku, dělení podle různých kritérií a shrnutí faktorů podmiňujících slabou termickou konvekci. Druhá část práce bude vycházet ze zpracování dotazníku, rozeslaného jednotlivým aeroklubům v České republice. Autorka práce se na jeho základě pokusí o vytipování oblastí, kde jsou podmínky pro vznik termické konvekce z dlouhodobého hlediska horší.

Datum zadání: 20. prosince 2013

Jméno studenta: Markéta Venclová

Podpis studenta:.....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Zuzana Chládová, Ph.D.
Konzultanti: RNDr. Jacek Kerum, RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Podpis vedoucího práce: ….....

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

V Praze, 22. 5. 2014 .....

podpis

Poděkování

Poděkování patří paní RNDr. Zuzaně Chládové, Ph.D., vedoucí této bakalářské práce, a konzultantům RNDr. Jackovi Kerumovi a RNDr. Miloslavu Müllerovi, Ph.D. za odborný dohled, poskytnutí cenných rad a vlastních zkušeností z oboru. Dále bych tímto chtěla poděkovat i všem pilotům, kteří odpověděli na dotazník a poskytli tak velmi užitečné informace.

Abstrakt

Předkládaná práce se zabývá slabou termickou konvekcí nad Českou republikou. Hlavním cílem je určit oblasti a meteorologické podmínky, které determinují slabou termickou konvekci v atmosféře. Dalším cílem bylo popsat povrchy a situace, charakteristické výskytem klesajících vzdušných proudů. Práce by měla být využitelná hlavně pro piloty bezmotorových letounů, pro něž je výskyt slabé termické konvekce a klesajících vzdušných proudů během letu velmi nebezpečný. V první části jsou uvedené způsoby šíření tepla atmosférou, dále navazuje všeobecný popis termické konvekce, jejího rozdělení, vzniku a průběhu. Druhá část se zabývá slabou termickou konvekcí, popisem klesavého termického proudu, faktory a meteorologickými podmínkami způsobujícími slabou termickou konvekci. Třetí část práce obsahuje výsledky z dotazníku rozeslaného do aeroklubů ČR. Výsledky z dotazníku byly porovnány s informacemi v literatuře a ve většině případů se shodovaly. Případy, které se od literatury odlišovaly, jsou více rozepsány v diskuzi.

Klíčová slova: konvekce, slabá termická konvekce, klesající vzdušné proudy, plachtění, vzduchová částice

Abstract

This presented work deals with a weak thermal convection over the Czech Republic. The main objective is to identify areas and meteorological conditions which determined weak thermal convection in the atmosphere. Another objective is to describe surfaces and situations that are characterized with occurrence of decreasing air currents. This work may be useful for non-motorized aircraft pilots for which the occurrence of weak thermal convection and decreasing air currents will be very dangerous during the flight. In the first part there are described different ways of spreading heat through the atmosphere, this is followed by a general description of thermal convection, its distribution, origin and course. The second part deals with weak thermal convection, describes the decreasing thermal current, meteorological conditions and factors causing weak thermal convection. The third part contains the results of a questionnaire, which was sent among aeroclubs in the Czech Republic. The results of the questionnaire were compared with the information reported in the literature and in most cases they coincide. The cases which differed from the literature are more detailed in the discussion.

Key words: convection, weak thermal convection, decreasing air current, soaring, air parcel

Obsah

Seznam zkratek 7
Seznam obrázků 8
Seznam tabulek 8
Seznam příloh 8
Definice a často používané pojmy 9
1 Úvod 12
2 Materiály a metody 13
3 Teplo a jeho šíření 14
3.1 Termická konvekce 15
3.1.1 Dělení termické konvekce podle různých kritérií 16
3.1.2 Vznik termické konvekce 19
3.1.3 Cyklus termické konvekce 21
4 Slabá termická konvekce 23
4.1 Klesající termický proud 23
4.2 Faktory podmiňující slabou termickou konvekci 24
4.2.1 Sluneční záření 24
4.2.2 Albedo 25
4.2.3 Povrch 26
4.3 Meteorologické podmínky zapříčiňující slabou termickou konvekci 32
4.3.1 Průběh termické konvekce během jednotlivých ročních období 35
4.3.2 Průběh termické konvekce během dne a noci 37
4.4 Předpověď slabších termických podmínek 40
4.4.1 Subjektivní předpověď 40
4.4.2 Analýza aerologického diagramu 41
4.5 Základní charakteristiky ČR ovlivňující vznik termické konvekce 44
4.5.1 Klimatické poměry 44
4.5.2 Geomorfologické poměry 45
4.5.3 Hydrologické poměry 46
4.5.4 Půdní poměry 47
5 Výsledky 48
5. 1 Konkrétní případy letišť v ČR 48
5.2 Termicky méně vhodná letiště ČR 51
6 Diskuze a shrnutí výsledků 53
7 Závěr 54
8 Literatura 55
9 Přílohy 60

Seznam zkratek

Ac	Altocumulus
AK	Aeroklub
As	Altostratus
CAPE	Dostupná energie instability
Cb	Cumulonimbus
Ci	Cirrus
Cs	Cirrostratus
Cu	Cumulus
Cu con	Cumulus congestus
Cu hum	Cumulus humilis
Cu med	Cumulus mediocris
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
ČR	Česká republika
HNV	Hladina nulového vztlaku
KKH	Konvekční kondenzační hladina
Ns	Nimbostratus
SEČ	Středoevropský čas
St	Stratus
SLZ	Sportovní létající zařízení
VKH	Výstupná kondenzační hladina

Seznam obrázků

Obr. 1: Cu, Cu con a Ns 17
Obr. 2: Schéma vzdušných proudů v termice 22
Obr. 3: Průchod slunečního záření atmosférou 24
Obr. 4: Spektrální křivka odrazivosti vegetace, vody a písčité půdy 26
Obr. 5: Termické proudy v rovinaté krajině obklopené občasnými vyvýšeninami 26
Obr. 6: Oblast méně častého výskytu termické konvekce 27
Obr. 7: Zvýraznění světlých ploch v okolí letiště Mladá Boleslav 28
Obr. 8: Vliv tvaru svahu na intenzitu termické konvekce 28
Obr. 9: Spektrální odrazivost vegetace 31
Obr. 10: Stabilní zvrstvení atmosféry 33
Obr. 11: Intenzita výskytu termické konvekce během roku 37
Obr. 12: Intenzita výskytu termické konvekce během dne 38
Obr. 13: Termická konvekce nad různými povrchy během dne a noci 40
Obr. 14: Vývojová stádia Cu 41
Obr. 15: Aerologický diagram - Praha – Libuš, dne 15. 4. 2014 42

Seznam tabulek

Tab. 1: Vybrané definice termické konvekce 15
Tab. 2: Vliv vertikálního teplotního gradientu na termickou konvekci 21
Tab. 3: Pokrytí oblohy oblačností 29
Tab. 4: Délka ročních období 36
Tab. 5: Výskyt sestupných termických proudů během dne a noci 39
Tab. 6: Online předpovědi počasí pro plachtaře 43
Tab. 7: Termicky méně vhodná letiště ČR 51

Seznam příloh

Příloha 1: Dotazník – Termické podmínky v okolí letišť ČR 60
Příloha 2: Seznam aeroklubů oslovených dotazníkem 61
Příloha 3: Albedo různých povrchů na Zemi 62
Příloha 4. Vodní toky a vodní plochy nacházející se do 3 km od letišť ČR 63
Příloha 5: Expozice svahů vybraných pohoří v České republice 65
Příloha 6: Letiště a vzdušné prostory v ČR v roce 2011 67
Příloha 7: Česko-anglický slovník nejčastěji používaných pojmů 68

Definice a často používané pojmy

Adiabata nasycená – křivka na termodynamickém diagramu, vyjadřující vztah mezi dvěma stavovými charakteristikami (nejčastěji mezi teplotou a tlakem) částice nasyceného vzduchu při adiabatickém ději (Sobíšek a kol., 1993, 0006).

Adiabata nenasycená - souhrnné označení suché a vlhké adiabaty (Sobíšek a kol., 1993, 0007).

Adiabata suchá – křivka na termodynamickém diagramu, vyjadřující stavové změny částice suchého vzduchu při adiabatickém ději (Sobíšek a kol., 1993, 0008).

Adiabata vlhká – křivka na termodynamickém diagramu, vyjadřující teplotní změny částice vlhkého, ale nenasyceného vzduchu při adiabatickém ději (Sobíšek a kol., 1993, 0009).

Adiabatický děj – termodynamicky vratný děj v dané soustavě (v meteorologii obvykle ve vzduchu), probíhající bez výměny tepla mezi touto soustavou a okolím (Sobíšek a kol., 1993, 0497).

Instabilita atmosféry termická – instabilita zvrstvení ovzduší vyvolané insolačním ohříváním zemského povrchu. Teplota, na níž se musí ohřát přízemní vrstva atmosféry, aby se dosáhlo instability, se nazývá konvekční teplota a její překročení vede ke vzniku konvektivních oblaků. Množství oblaků vznikajících v důsledku termické instability atmosféry se vyznačuje výrazným denním chodem obvykle s maximem v odpoledních hodinách. V našich podmínkách je nejběžnějším druhem instability (Sobíšek a kol., 1993, 1048).

Směšovací poměr – charakteristika vlhkosti vzduchu vyjádřená jako podíl hmotnosti vodní páry m_v k hmotnosti suchého vzduchu m_d v daném objemu vzduchu (Sobíšek a kol., 1993, 2279).

$$\omega = m_v / m_d$$

Teplota rosného bodu – teplota, při níž se vzduch následkem izobarického ochlazování stane nasyceným, aniž mu byla dodána vodní pára zvnějšku. Při poklesu teploty pod teplotu rosného bodu obvykle dochází ke kondenzaci vodní páry obsažené ve vzduchu, vzniká například rosa nebo mlha (Sobíšek a kol., 1993, 3239).

Teplotní gradient – obecně vektor daný složkami δT/ δx, δT/ δy, δT/ δz, kde T znamená teplotu a x, y, z, jsou osy souřadnicového systému. V meteorologii se prakticky vždy pod teplotním gradientem rozumí - δT/ δx, - δT/ δy, - δT/ δz. Teplotní gradient směřuje kolmo k izotermickým plochám, v meteorologii znamená změnu teploty připadající na jednotkovou vzdálenost ve směru, v němž dochází k největšímu prostorovému poklesu teploty (Sobíšek a kol., 1993, 0847).

Teplotní gradient adiabatický – záporně vzatá změna teploty γ vzduchové částice při jejím přemístění o jednotku vzdálenosti ve vertikálním směru za adiabatického děje

$$\gamma = - (dT/dz)$$

kde dT je změna teploty, dz změna výšky. V meteorologii je obvyklé udávat vertikální adiabatický gradient v K nebo °C/100 m (Sobíšek a kol., 1993, 0848).

Teplotní gradient nasyceně adiabatický – záporně vzatá změna teploty γ_s částice nasyceného vzduchu při jejím přemístění o jednotkovou vzdálenost ve vertikálním směru za adiabatického děje.

$$\gamma_s = dT/dz,$$

kde dT je změna teploty a dz změna výšky. Hodnota teplotního gradientu nasycené adiabatického je závislá hlavně na teplotě a tlaku vzduchu: kolísá od 0,2 do 1,0 K na 100 m výšky. Při teplotě 0°C a tlaku vzduchu 1000 hPa nabývá teplotní gradient nasyceně adiabatický hodnoty 0,6 K na 100 m (Sobíšek a kol., 1993, 0852). Hodnota teplotního gradientu nasyceně adiabatického není konstantní, v této práci bude dále používána jeho průměrná hodnota 0,6°C na 100 m výšky.

Teplotní gradient nenasyceně adiabatický – souhrnné označení pro teplotní gradient suchoadiabatický a vlhkoadiabatický (Sobíšek a kol., 1993, 0853).

Teplotní gradient suchoadiabatický – záporně vzatá změna teploty γ_d částice suchého vzduchu při jejím rozmístění o jednotkovou vzdálenost ve vertikálním směru za adiabatického děje

$$\gamma_d = dT/dz,$$

kde dT je změna teploty a dz je změna výšky. Hodnota teplotního gradientu suchoadiabatického je 0,98 K na 100 m, v praxi se obvykle zaokrouhluje na 1 K na 100 m (Sobíšek a kol., 1993, 0854).

Teplotní gradient vertikální – udává záporně vzatou změnu teploty připadající na jednotku vzdálenosti ve vertikálním směru. Podle vertikálního teplotního gradientu hodnotíme stabilitu atmosféry. Ve většině případu je v troposféře vertikální teplotní gradient - δT/ δz kladný (teplota klesá s výškou). Je-li v některých vrstvách záporný (teplota s výškou roste) mluvíme o inverzi teploty vzduchu (Sobíšek a kol., 1993, 0847).

Teplotní gradient vlhkoadiabatický – záporně vzatá změna teploty částice vlhkého vzduchu, ale nenasyceného vzduchu při jejím přemístění o jednotkovou vzdálenost ve vertikálním směru za adiabatického děje (Sobíšek a kol., 1993, 0857).

Vzduchová částice – jedná se o fyzikální abstrakci. V meteorologii je vzduchová částice objem vzduchu, který je natolik velký, že lze opomíjet jeho molekulové složení a považovat jej za spojité prostředí. Na druhé straně musí být tento objem vzduchu tak malý, aby při svém pohybu nevyvolával kompenzující pohyby v okolním vzduchu. Uvnitř dané vzduchové částice za všech okolností zanedbáváme prostorové změny teplota, tlaku, hustoty a vlhkosti vzduchu, koncentrace znečištění apod. (Sobíšek a kol., 1993, 0461).

Zvrstvení ovzduší teplotní, stratifikace — průběh teploty vzduchu s výškou, charakterizované vertikálním teplotním gradientem (Sobíšek a kol., 1993, 4085)

1 Úvod

"Pilot kluzáku zkouší splynutí s oblohou, nikoli invazi. Nechává za sebou šepot, nikoli výkřik." (Richard Miller)

Bezmotorové létání je stále více populární sportovní disciplína. Kouzlo bezmotorového létání spočívá v tom, že člověk využívá k letu pouze přírodní síly. Pilot větroně, závěsného kluzáku, horkovzdušného balónu nebo paraglidu musí umět číst v krajině, odhadnout vývoj atmosférických jevů a procesů a získané informace co nejlépe využít k úspěšnému a bezpečnému letu. Proto je tento sport mezi piloty považován za vrchol leteckého umění. Během letu se snad každý pilot kluzáku setkal s místem prudkého klesání, které mělo za následek buď předčasné přistání v terénu, nebo v horším případě leteckou havárii. Připravenost a předpověď takových situací je pro pilota nezbytná. Každý sestupný proud má svoji příčinu, a čím více informací o nich bude pilot vědět, tím lépe se vyhne nepříjemným situacím.

V této práci jsou popsány faktory způsobující špatné podmínky pro vznik termické konvekce, kterou piloti kluzáků využívají pro získávání výšky. Takové oblasti, kde jsou podmínky pro vznik termické konvekce horší, jsou dále nazývány jako oblasti slabé termické konvekce. Tento termín nebyl doposud zcela fyzikálně objasněn, přesto se ojediněle objevuje v literatuře určené jako učebnicový materiál pro piloty kluzáků (například Kdér, 1975). O termické konvekci je zpracováno mnoho publikací. Většina z nich se však zaměřuje na popis oblastí, kde se konvekce za určitých podmínek vytvoří. Dále se popisují typy povrchů vhodných pro její vznik, její fyzikální vysvětlení, vývoj, struktura a využití pro co nejdelší a nejhodnotnější let.

Hlavním cílem této práce tedy bylo popsat termickou konvekci s hlediska jejího výskytu a slabších projevů. Jsou zde shrnuty dostupné informace o klesajících termických proudech a jejich výskytu. Tyto informace by se daly při nejlepším použít jako pravidla pro zvýšení bezpečnosti letu. Dalším cílem bylo vytipovat konkrétní místa nevhodná pro vznik termické konvekce a popsat základní faktory podmiňující špatné termické podmínky. Hlavní pozornost byla věnována místům a faktorům vyskytujícím se v České republice. Snahou tedy bylo podat čtenáři takové informace o oblastech se slabou termickou konvekcí, aby mohl sám s těmito vědomostmi určit, zda je daná oblast vhodná či méně vhodná pro vytvoření termických proudů.

2 Materiály a metody

Materiály, použité k této práci, byly především publikace o letecké meteorologii, určené pro výcvik pilotů kluzáků, horkovzdušných balónů, padáků a závěsných kluzáků. Nejvíce používaným zdrojem při popisu různých atmosférických jevů, pojmů a procesů byl Meteorologický slovník výkladový a terminologický napsaný panem RNDr. Bořivojem Sobíškem, DrSc. a spoluautory v roce 1993. Tyto informace byly porovnávány s encyklopediemi zaměřenými na podnebí a počasí (Fairbridge, 1987, Gleick, 2011).

Termická konvekce a její využití ve sportovním letectví je téma zpracované mnoha autory po celém světě. To potvrzuje i nespočet publikovaných cizojazyčných článků a knih (Wallington, 1961; Piggot, 1958; Parczewski, 1953; Pagen, 1992). Většina z nich ale popisují dobré termické podmínky a slabou termickou konvekcí se zabývají jen okrajově. Často mají sami autoři vlastní zkušenosti s termickou konvekcí a leteckou praxi (McCready, Dvořák, Kdér, Vykouk, Kopačka, Wala, Pagen, Lester, Plos). Problém je v tom, že každý pilot nejlépe zná a tedy i popíše oblast, ve které létá. Z tohoto důvodu jsem při zpracovávání kapitoly 4 čerpala hlavně z české literatury (Dvořák, 2006; Dvořák, 2009; Dvořák, 2012; Kdér, 1975; Kdér a kol., 1980; Kopáček a Vykouk, 1981; Dvořák a kol., 2006; Prokop a kol., 1960; Plos, 2010; Wala, 1982), protože práce je zaměřena především na oblast České republiky.

Popis vzniku a dělení (viz kap. 3) byl většinou zpracován pomocí publikací zabývajících se přenosem tepla a konvekcí, buď z fyzikálního hlediska obecně, nebo konkrétně přenosem tepla v atmosféře (Ambaum, 2010; Bergman, 2011; Brandt, 1938; Brumeister, 1983; Emanuel, 1994; Ghiaasiaan, 2011; Iqbal, 1983; Lusckiesh, 1922; Marcello 2009; Pechala a Bednář, 1991; Řezáčová a kol. 2007).

Dalším a velmi cenným zdrojem dat byl elektronický dotazník (Příloha 1). Z 81 oslovených aeroklubů České republiky (Příloha 2) odpovědělo 44 respondentů. Dotazník obsahuje jedenáct většinou otevřených otázek a byl vytvořen pomocí online aplikace Google Disk. Informace získané z dotazníku jsou více rozepsané v kapitole 5.

3 Teplo a jeho šíření

Tato práce se zaměřuje na určitý způsob šíření tepla v atmosféře, čehož v praxi využívají například ptáci, piloti kluzáků, závěsných kluzáků a paraglidisté. Jedním z fyzikálních oborů studující tepelné vlastnosti látek, děje a procesy spojené s přenosem tepla a tepelnou výměnou je termika. Teplota je jednou ze základních (skalárních) fyzikálních veličin charakterizující stav fyzikálního objektu. Je mírou střední kinetické energie termického pohybu molekul a její jednotkou je v soustavě SI jeden Kelvin (K). V meteorologické praxi se však teplota vzduchu nebo půdy dodnes nejčastěji udává ve stupních Celsiovy teplotní stupnice (0°C = 273,15 K). Pro účely této práce je nejdůležitější teplota vzduchu, což je meteorologický prvek udávající tepelný stav ovzduší (Sobíšek a kol., 1993, 3259). Teplota vzduchu se měří pomocí teploměru (rtuťový, lihový, elektronický), který musí být umístěn ve stínu. Měřením teploty vzduchu můžeme zjistit izotermii nebo inverzi v atmosféře, teplotní gradient a teplotní extrémy, spojením oblastí se stejnou teplotou získáme izotermy. Teplo je na rozdíl od teploty veličina dějová, popisuje výměnu energie mezi určitou soustavou a jejím okolím, nebo mezi dvěma soustavami.

Podle Bergman a kol. (2011) a Prokop a kol. (1960) se teplo šíří atmosférou následujícími způsoby:

Radiací (zářením) – jedná se o přenos energie pomocí elektromagnetického vlnění. Tímto způsobem se šíří například energie od Slunce k Zemi. Spektrum elektromagnetického záření v atmosféře se pohybuje v rozmezí od 0,1 nm – 1 km (Kolář, 1990).

Kondukcí (molekulárním vedením a mikroturbulencí) – přenos energie se uskutečňuje pomocí neustálého a chaotického pohybu molekul uvnitř tělesa. Molekuly si tak předávají kinetickou energii. Všeobecně je známo, že nejlepšími tepelnými izolanty jsou plyny a kapaliny. V těchto látkách se energie přenáší prouděním. Mezi další špatné vodiče tepla patří i vzduch, voda, peří, srst, dřevo, polystyren a plasty.

Konvekcí (prouděním) – tento způsob šíření tepelné energie se může uskutečňovat pouze v kapalinách a plynech. Šíření tepla v atmosféře umožňuje termická konvekce. V širším pohledu probíhá konvekce i v oceánech, mořích, uvnitř hvězd, ale i v jádru naší planety.

Turbulencí – jedná se o chaotické proudění, které přenáší masy vzduchu. Turbulence je z hlediska přenosu tepla mnohem účinnější než radiace a kondukce. Stejně jako konvekce se nemůže turbulence projevovat přímo na povrchu.

Teplo je od povrchu do přilehlé atmosféry přenášeno radiací a kondukcí. O konvekci nelze přímo na rozhraní zemského povrchu a vzduchu mluvit (Dvořák, 2012). Jestliže mají dvě vzduchové částice různou teplotu a je mezi nimi tepelný kontakt, jejich teploty se postupně vyrovnávají, až dosáhnou stejné teploty.

3.1 Termická konvekce

Termická konvekce má mnoho definic, vybrané z nich jsou vypsané v tabulce 1.

Tab. 1: Vybrané definice termické konvekce

Zdroj	Definice
Sobíšek a kol., (1993), 1364	Konvekce vytvářená hlavně působením vztlakových sil vzniklých následkem horizontálních teplotních nehomogenit, které jsou zpravidla způsobeny nerovnoměrným radiačním ohříváním zemského povrchu.
Gleick (2011), s. 290	Jedná se o vertikální pohyby, vzniklé působením vztlakové síly nebo mechanického impulsu. Slouží k efektivnější vertikální přepravě a promíchání tepla jednotlivých vzduchových hmot v atmosféře.
Pagen, (1992)	Objem vzduchu, stoupající skrz vzduchovou hmotu díky tomu, že je lehčí než jeho okolí.
Kopáček, Vykouk, (1981)	1. Pulzace vertikální rychlosti vzduchu způsobené silami vztlaku, které na vzduchovou částici působí. 2. Podmíněný, ne vždy uspořádaný vertikální pohyb vzduchových částic či kvant.
McCready, (1955)	Stoupající objemy vzduchu vzniklé promísením přízemního vzduchu se vzduchem okolním.
Kdér a kol. (1980), s. 287	Termicky podmíněný, ne vždy uspořádaný, vertikální pohyb vzduchových částic či kvant.
Lester (1997)	Vzduch, který stoupá, je-li v určité hladině atmosféry teplejší než jeho okolí.

Konvekci lze rozdělit podle mnoha hledisek, které podrobněji popisuje následující kapitola. Pro účely sportovního letectví je nejdůležitější konvekce termická (insolační). Při termické konvekci vznikají výstupné konvekční proudy přehřátím vzduchu vlivem insolace (Sobíšek a kol., 1993, 1369). Meteorologický slovník výkladový a terminologický (Sobíšek a kol., 1993, 3268) tyto výstupné konvekční proudy (termiky) dělí na:

a) Stabilní a silné vertikální konvekční proudy – ty bývají využívány kroužícími ptáky a plachtaři k získávání výšky. V letecké terminologii se často používá pojem termické proudy nebo slangově „termika“. Dále je termika označována jako čistá, spojená

jen s termickou konvekcí bezoblačnou nebo oblačnou, a termika větrná, vzniklá především mechanickou turbulencí. Termické proudy mají horizontální rozměry řádu desítek až stovek metrů a vertikální rozměry několik stovek až tisíců metrů.

b) V oboru meteorologického měření (akustickými lokátory) rozlišujeme vzduchové „bubliny“ o vzájemně různé teplotě. Ty vznikají buď formováním uspořádaných termických vertikálních proudů, nebo po dosažení hladiny inverze teploty vzduchu těmito termickými proudy. Takové proudy mývají rozměr řádově jednotek metrů a vyvolávají akustickou ozvěnu.

3.1.1 Dělení termické konvekce podle různých kritérií

Podle uspořádání

Zemský povrch se během dne nezahřívá rovnoměrně, a proto se i přilehlé vrstvy vzduchu neoteplují stejně. Kopáček a Vykouk (1981) dělí termickou konvekci podle uspořádání na:

b) *Neuspořádanou termickou konvekci* – jednotlivé odnože proudu jsou uspořádány chaoticky. Velikost proudu se pohybuje v rozmezí od centimetrů po stovky metrů. Za příznivých termických podmínek se většinou z neuspořádané termické konvekce vytvoří konvekce uspořádaná.

a) *Uspořádanou termickou konvekci (systematická konvekce)* – významná právě pro motorové a bezmotorové létání. Do uspořádané termické konvekce se řadí i buněčná (celulární) konvekce (Sobíšek 1993, s. 1378). Konvekce je tvořena buňkou obsahující výstupný a sestupný proud. Horizontální rozměry buňky jsou řádově několik kilometrů a buňka může nabývat různých tvarů. Například šestiúhelníku, kruhu, válce nebo může být uzavřená jako tomu je v bouřkových oblacích. Buňky mají mezi sebou ve všech směrech téměř stejnou vzdálenost, nebo jsou orientovány v řadách po směru větru. Rychlost výstupu vzduchu dosahuje několik metrů za sekundu, v extrémních případech 20 až 30 m/s. Plachtař při letu vnímá buněčnou konvekci jako periodicky se opakující prostory se stoupavými a klesavými proudy.

Podle výškového dosahu

a) *Mělká termická konvekce (konvekce v mezní vrstvě atmosféry)* – konvekční proudy sahají do výšky jednoho až dvou kilometrů. Vertikální rychlost je v řádu jednotek m/s. Indikátory mělké konvekce jsou oblaka typu Cu hum a Cu med.

b) *Hluboká termická konvekce (pronikavá konvekce)* – konvekční proudy zasahují do horní troposféry někdy až do spodní stratosféry. Rychlost vertikálních pohybů je

v desítkách m/s. Při hluboké konvekci lze pozorovat oblačnost s vertikálním vývojem (Obr. 1), například Cu, Cu con, a Ns (Řezáčová a kol., 2007).

Obr. 1: Cu, Cu con a Ns (převzato z www.google.cz)

Podle výskytu kupovité oblačnosti

a) *Oblačná termická konvekce* – v takovém případě se tvoří konvekční oblačnost typu Cu med, Cu con, Cb (Kdér a kol., 1980). Zahřátá částice dosáhne teploty konvekční kondenzační hladiny (KKH), kde začne kondenzovat. To znamená, že horní hladina konvekce leží výše než KKH.

b) *Bezoblačná termická konvekce („čistá")* – v tomto případě leží horní hladina konvekce níže než KKH. Vzduchová částice tudíž nedosáhne teploty KKH a ke kondenzaci a vzniku konvekčních oblaků nedojde. To může nastat při mělké konvektivní vrstvě a při suchém vzduchu. Bezoblačná termika je pak poměrně těžce rozeznatelná, což neznamená, že je méně intenzivní než termika oblačná. Zaregistrovat ji můžeme v podobě „mlžinky". Ta vzniká, jestliže končí výstupné proudy v blízkosti KKH (Sobíšek a kol. 1993, 1365).

Podle místa vzniku

Termická konvekce se může utvořit buď u zemského povrchu, nebo v libovolné hladině. Z tohoto hlediska lze termickou konvekci dělit na:

a) *Kontaktní* - vznikající pouze při kontaktu vzduchu s nestejnoměrně prohřátým zemským povrchem (Kopáček, Vykouk, 1981). V tomto případě je vertikální teplotní gradient blízký adiabatickému gradientu. Kontaktní termika může v ojedinělých případech vznikat i při stabilním teplotním zvrstvení vzduchu, kdy nejvíce záleží na teplotní pestrosti povrchu.

b) *Spontánní* – vzniká v libovolné hladině za předpokladu, že vertikální teplotní gradient v případě nenasyceného vzduchu je větší než suchoadiabatický gradient, v případě

nasyceného vzduchu větší než nasyceně adiabatický teplotní gradient (Sobíšek a kol. 1993, 1374).

Podle struktury konvekčních pohybů

Jednotlivé výstupné a sestupné termické proudy se stále vyvíjejí, a s tím se mění i jejich struktura a tvar. Nejprve se vytvoří malé a slabší proudy u povrchu, které s jejich rostoucí teplotou nabývají větších rozměrů. Poté se rozlišují:

a) *Izolované objemy vzduchu („bubliny")* – horní část má tvar polokoule a spodní část je tvořena chladnějším úplavem, který je doprovázen nízkým tlakem vzduchu. Bubliny se v atmosféře volně vznášejí a pohybují libovolným směrem. Jsou velké v řádu jednotek až desítek metrů. Bubliny větších rozměrů vznikají sléváním více menších bublin (Kdér, 1975).

b) *Vertikální vzdušné proudy („komíny")* – tyto proudy se nejčastěji vyskytují uvnitř oblaků i u zemského povrchu. Mají protáhlý tvar ve vertikálním směru. Jestliže je vítr vanoucí při povrchu dostatečně slabý, vážou se vzdušné proudy na zdroj tepla. Takto vzniklé proudy mají mnohem větší vertikální dosah (sta až tisíce metrů) a jsou v podstatě sjednocením více za sebou vzniklých bublin. Proudy mohou rotovat kolem své osy a mohou se naklánět ve směru vanoucího větru.

Další typy konvekce

Existuje mnoho dalších druhů konvekce v atmosféře, které ale nesouvisí s tématem této práce. Buď není daný druh konvekce významný pro sportovní letectví (noční termická konvekce), nebo se nejedná o konvekci termickou (dynamická konvekce a vynucená konvekce).

a) *Noční termická konvekce* – vzniká v důsledku zmenšení stability vrstvy ovzduší, v jejíž horní části došlo v noci k poklesu teploty. Tento pokles teploty bývá nejčastěji zapříčiněn vyzařováním z prostoru pod zadržující, teplotní, inverzní vrstvou (Sobíšek a kol. 1993, 1377).

b) *Dynamická konvekce* – tato konvekce není způsobena změnou teploty, ale změnou tlaku vzduchu. Proto je potřeba při plánování letu znát rozložení tlakového pole v daném dni. Sestupné proudy se vyskytují v oblasti vysokého tlaku a naopak proudy výstupné při nízkém tlaku (Sobíšek a kol. 1993, 1368).

c) *Vynucená konvekce (mechanická konvekce)* – pro vznik vynucené konvekce je potřeba počátečního mechanického impulsu. Není ale pravidlem, že stoupající vzduch musí

být teplejší než jeho okolí. Počáteční mechanický impuls donutí vzduch k vertikálnímu pohybu. Takovým impulsem je nejčastěji orografická překážka, prostorově proměnná drsnost podkladu nebo výkluzný pohyb vzduchu na frontálních plochách (Sobíšek a kol. 1993, 1380).

3.1.2 Vznik termické konvekce

Na každé těleso na Zemi i v atmosféře působí dvě vertikální síly. Síla vztlaková působí z vyššího tlaku do nižšího, tedy směrem vzhůru (tlak se snižuje s rostoucí výškou). Druhá síla je tíhová, která působí kolmo na zemský povrch. Těleso se vertikálně nepohybuje, pokud mají tyto dvě síly stejnou velikost. Takovému stavu se říká hydrostatická rovnováha atmosféry (Řezáčová a kol., 2007). Termická konvekce jsou vzdušné proudy pohybující se směrem vzhůru nebo dolů, a tudíž k jejímu vzniku musí být hydrostatická rovnováha porušena (Prokop a kol., 1960). Rovnice hydrostatické rovnováhy je vyjádřena vztahem (1)

$$- (dp / dz) = \rho g, \qquad (1)$$

kde ρ je hustota vzduchu, g je tíhové zrychlení a dp / dz změna tlaku s výškou (vertikální tlakový gradient).

S rostoucí teplotou určitého objemu vzduchu se snižuje jeho hustota. Pokud si takto zahřátý vzduch nepředává teplo se svým okolím (adiabatický děj), vztlaková síla začne být silnější než síla tíhová a těleso se začne pohybovat směrem vzhůru. Vztah mezi hustotou (ρ), teplotou (T) a tlakem (p) popisuje (Ambaum, 2010) pomocí stavové rovnice (2)

$$p = \rho / RT, \qquad (2)$$

kde R je měrná plynová konstanta.

Teplotní zvrstvení atmosféry

Teplotní zvrstvení je základní podmínkou pro vznik termické konvekce. V atmosféře mohou nastat tři základní situace zvrstvení (Pechala a Bednář, 1991):

Instabilní (labilní) teplotní zvrstvení - při takovém zvrstvení teplota částice klesá vždy pomaleji než teplota v jejím okolí. Vertikální teplotní gradient nenasyceného vzduchu je větší než teplotní gradient suchoadiabatický. U vzduchu nasyceného vodními parami je vyšší než teplotní gradient nasyceně adiabatický. Takto vzniklá konvekce je z pravidla

spontánní. Instabilní teplotní zvrstvení se dále dělí podle nasycenosti vzduchu vodní párou na:

a) *Podmíněnou instabilitu teplotního zvrstvení atmosféry* – takové zvrstvení nastane, pokud je teplota skutečného vertikálního teplotního gradientu v atmosféře mezi teplotou suchoadiabatického a nasyceně adiabatického teplotního gradientu (mezi 0,6 – 1,0 °C) na 100 m (Sobíšek a kol., 1993, 1046). Vzduch je instabilní vůči nasycenému vzduchu, ale vůči vzduchu nenasycenému je zvrstvení stabilní (Pechala a Bednář, 1991).

b) *Absolutní Instabilita teplotního zvrstvení atmosféry* – v tomto případě musí být teplota skutečného vertikálního teplotního gradientu vetší než suchoadiabatický teplotní gradient, tedy větší než 1°C na 100 m výšky (Sobíšek a kol., 1993, 1042). Instabilita ovzduší je pro vzduch nenasycený i nasycený vodní parou (Pechala a Bednář, 1991).

c) Potenciální instabilita atmosféry – taková situace nastane, pokud je stabilně zvrstvená vzduchová vrstva nucena ke stoupání (hřeben hor, frontální plochy). Při kondenzaci vyvolané adiabatickým ochlazováním roste při výstupu ve spodní části vrstvy teplota rychleji než v části horní. Tím klesá stabilita a roste instabilita dané vrstvy (Sobíšek a kol., 1993, 1047).

Stabilní teplotní zvrstvení - Při stabilním zvrstvení se vzduchová částice po odeznění impulzu vrací do svého původního stavu a její teplota vždy při výstupu klesá rychleji než teplota v okolí. Stabilní zvrstvení atmosféry bývá nejvýraznější při inverzi (teplota s výškou stoupá) nebo izotermii (teplota se s výškou nemění). Stejně jako u instabilního teplotního zvrstvení se dělí stabilní zvrstvení ohledně nasycenosti vzduchu vodní párou (viz Tab. 2) (Sobíšek a kol., 1993).

Indiferentní teplotní zvrstvení – jedná se o přechodný typ mezi stabilně a instabilně zvrstveným vzduchem. Vertikální teplotní gradient je stejný jako gradient suchoadiabatický nebo nasyceně adiabatický.

Tab. 2: Vliv vertikálního teplotního gradientu na termickou konvekci

Teplotní zvrstvení atmosféry		Vertikální teplotní gradient	Podmínky pro vznik termické konvekce
Stabilní zvrstvení	Nenasycená vzduchová částice	$\gamma < \gamma_d$	Nevhodné
	Nasycená vzduchová částice	$\gamma < \gamma_s$	Nevhodné
Instabilní zvrstvení	Podmíněná instabilita	$\gamma_d < \gamma < \gamma_s$	Nevhodné
	Nenasycená vzduchová častíce	$\gamma > \gamma_d$	Vhodné
	Nasycená vzduchová částice	$\gamma > \gamma_s$	Vhodné
Indiferentní zvrstvení	Nenasycená vzduchová částice	$\gamma = \gamma_d$	Vhodné pouze pokud je instabilní přízemní vrstva atmosféry
	Nasycená vzduchová částice	$\gamma = \gamma_s$	

Zdroj: Sobíšek a kol. (1993), Dvořák (2012), Řezáčová a kol. (2007), Kopáček, Vykouk (1981), Pechala, Bednář (1991)

Poznámka: γ = teplotní gradient adiabatický, γ_d = teplotní gradient nenasyceně adiabatický (0,6 °C / 100 m), γ_s = teplotní gradient nasyceně adiabatický (1 °C / 100 m)

Nerovnoměrné zahřátí povrchu

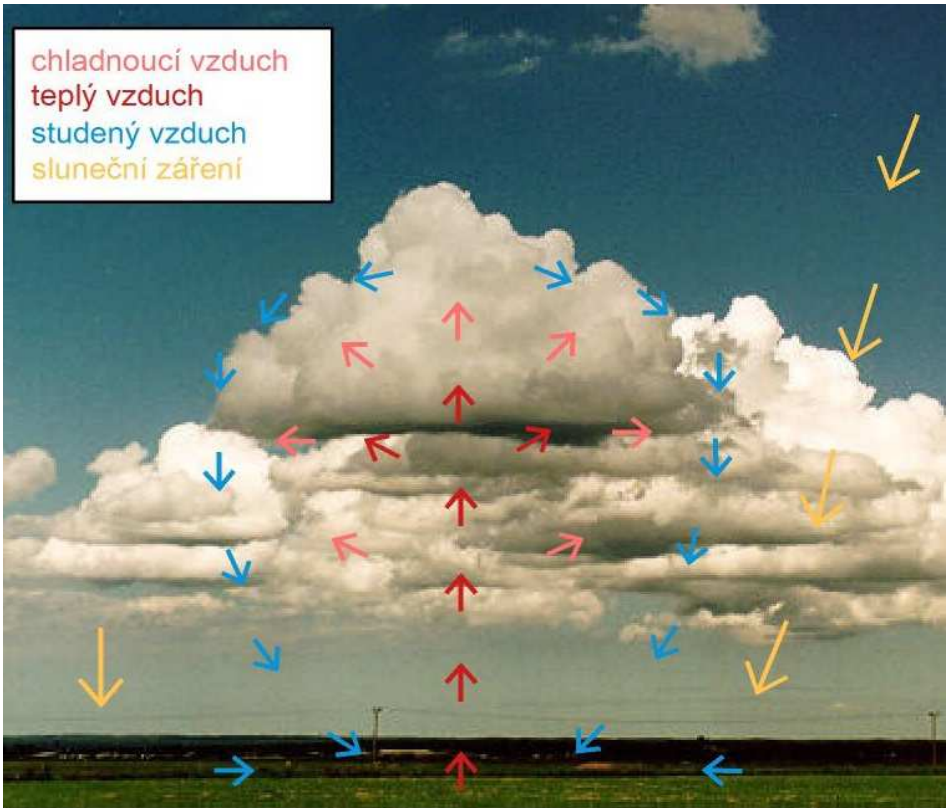
Termická konvekce je dále vytvářena působením archimédovských vztlakových sil, vzniklých následkem horizontálních teplotních nehomogenit, které jsou z pravidla způsobeny nerovnoměrným radiačním ohříváním zemského povrchu (Sobíšek a kol., 1993, 1376). Konvekce vzniklá nerovnoměrným zahřátím bývá kontaktní. Nerovnoměrné prohřátí je způsobeno různými vlastnostmi povrchů pohlcovat sluneční záření, jejich barvou, strukturou a rozmístěním, zastíněním, orientací ke světovým stranám, členitostí a antropogenní činností (požár nebo průmyslové zdroje).

3.1.3 Cyklus termické konvekce

Termika může vzniknout nad povrchem, který se zahřeje rychleji než jeho okolí. Sluneční paprsky způsobují zahřátí zemského povrchu a energie absorbovaná povrchem se mění na teplo, které se na rozhraní povrchu a přiléhající atmosféry šíří radiací a kondukcí. Nad povrchem vzniká „bublina“ teplejšího vzduchu s nižší hustotou, než má vzduch v jejím okolí. Rozdíl mezi zahřátou vzduchovou částicí a jejím okolím bývá od desetin stupně do 2 °C (Kopáček, Vykouk, 1981). Na „bublinu“ začne působit kladná vztlaková síla, díky které

se začne teplejší vzduch pohybovat vzhůru. Teplo ve vzduchové „bublině“ je již atmosférou šířeno konvekcí. S rostoucí výškou klesá atmosférický tlak a vzduchová „bublina“ se začne rozpínat a tím i ochlazovat (Plos a kol., 2010). Vztlak působí do chvíle, kdy se teploty v „bublině“ a jejím okolí vyrovnají (HNV, hladina nulového vztlaku). Po vyrovnání teplot může na vzduch působit ještě setrvačná síla, která stále posouvá tento objem vzduchu směrem vzhůru, ten je ale brzděn odporem prostředí a záporným vztlakem. V momentě, kdy se vzduchová „bublina“ ochladí natolik, že je chladnější než její okolí, začne na ni působit výslednice vztlakové a tíhové síly směrem k Zemi. Takto vzniká termický sestupný proud (viz kap. 4.1). Souhrnná energie, která je k dispozici pro výstup částice na základě aerostatického vztlaku mezi počáteční hladinou volné konvekce a hladinou nulového vztlaku se nazývá CAPE.

Po oddělení vzduchové hmoty od Země je teplý vzduch nahrazen studeným vzduchem z vyšších vrstev atmosféry a z okolí (Obr. 2). Tento chladnější vzduch se opět zahřeje o prohřátý povrch, a tudíž i proces termické konvekce se opakuje. Tvorba nové dostatečně prohřáté vzduchové „bubliny“ může trvat minuty až hodinu, záleží na intenzitě slunečního záření (Pagen, 1992).



Obr. 2: Schéma vzdušných proudů v termice

4 Slabá termická konvekce

Trvale slabá konvekce je pojem, který nebyl doposud zcela fyzikálně objasněn. Je možné podle různých situací určit místa, která jsou pro vytvoření termické konvekce méně vhodná. V této práci se pod pojmem slabá termická konvekce rozumí oblast, kde je výskyt stoupavých termických proudů z dlouhodobého hlediska méně častý nebo žádný. Nelze tedy říci, že na daném místě se za jakýchkoli podmínek nikdy nevytvoří stoupavý termický proud. Pokud zohledníme tyto podmínky, je možné rozdělit slabou termickou konvekci na stálou, způsobenou vlastnostmi a typem povrchu, a přechodnou, způsobenou určitou meteorologickou situací, denní a roční dobou nebo povětrnostní situací.

4.1 Klesající termický proud

Klesající termický proud vzniká jako doprovodný jev výstupných proudů. Pro piloty bezmotorových kluzáků je výskyt klesajících termických proudů negativní a nebezpečný jev. Dobrým odhadem jejich výskytu je možné takový proud obletět a tím se vyvarovat například předčasnému přistání. Všeobecně platí, že čím je bohatší a silnější termická konvekce, tím jsou i četnější a hojnější termické proudy klesavé (Pagen, 1992). Výstupný proud dosáhne vrcholu své dráhy a vzduch v částici se ochladí více, než je jeho okolí. Chladnější vzduch má vyšší hustotu i hmotnost, tudíž i tíhová síla, která na tuto částici působí, je větší než síla vztlaková. Výslednice vztlakové a tíhové síly směřuje směrem dolů a vzduch tak začíná klesat směrem k povrchu.

Klesající proud buď klesne až k zemi, aby tak nahradil teplý vzduch, který odtekl ve výstupných termických proudech, nebo zanikne již nad zemským povrchem (Dvořák, 2012). Při kondenzaci vodní páry v horní oblasti oblaku se vzduch vysouší. Klesající chladnější vzduch se tedy otepluje suchoadiabaticky. Teploty vzduchu a okolí se v určité výšce vyrovnají. Klesavý proud klesá ještě díky působení setrvačnosti a poté zanikne.

Termické proudy pokrývají při průměrném termickém dni 1/10 oblohy, nebo i méně (Pagen, 1992). Klesavé proudy jsou mnohem rozsáhlejší a nejsou uspořádány do vertikálních komínů. Zpravidla se předpokládá, že klesavé proudy mají zhruba třetinovou rychlost oproti proudům stoupavým (Kopáček, Vykouk, 1981). V extrémních případech se jejich rychlost pohybuje v rozmezí 2 až 8 m/s. Jestliže proudy neklesnou až k zemskému povrchu, tak zbylé sestupné proudy musí u povrchu již zaniklé proudy nahradit. Tyto zbylé proudy mají větší hybnost a vyšší rychlost než sestupné proudy již zaniklé v určité výšce nad zemským povrchem (Dvořák 2012).

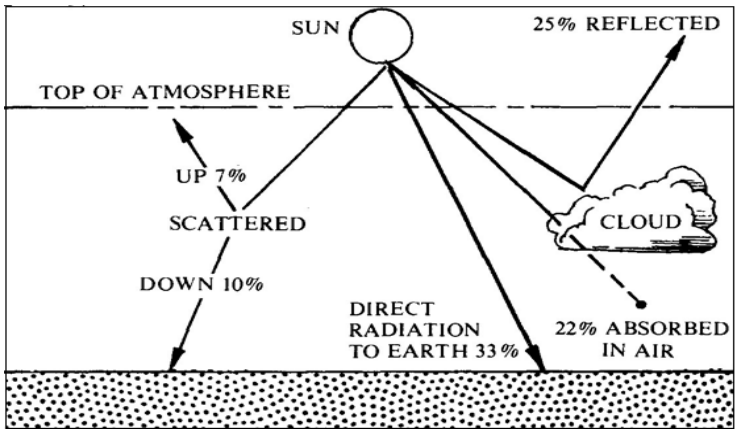
4.2 Faktory podmiňující slabou termickou konvekci

4.2.1 Sluneční záření

Sluneční záření je základní spouštěcí mechanismus pro vznik většiny atmosférických procesů. Na slabou termickou konvekci, kterou se tato práce zabývá, má zásadní vliv. Sluneční záření je zdrojem tepla, zahřívajícím zemský povrch. Intenzita slunečního záření se snižuje směrem od povrchu Slunce k povrchu Země.

Sluneční záření můžeme rozdělit do dvou složek. Přímé záření, což jsou paprsky dopadající rovnoběžně a přímo na zemský povrch, a rozptýlené sluneční záření, což je vlastně přímé záření rozptýlené v atmosféře díky molekulám plynů, vodním kapkám, ledovým krystalům a aerosolovým částicím. Díky rozptylu záření v atmosféře je obloha přes den světle modrá. Kdyby se sluneční záření v atmosféře nerozptylovalo, bylo by i přes den vidět hvězdy na tmavé obloze.

Čím nižší je procento dopadajících slunečních paprsků, tím je povrch méně zahříván a tudíž i podmínky pro vznik konvekce jsou horší. K rozptylu (dyfuzi) a pohlcení (absorpci) záření dochází při dopadu paprsků na zemský povrch (Obr. 3), ale i v atmosféře vlivem kapalných, pevných a plynných částic. Absorbované záření může být na povrchu využito k různým účelům, například k přeměně na teplo nebo k fotosyntéze. Průchodu slunečních paprsků až k povrchu brání množství oblačnosti a příměsí. Intenzita slunečního záření je dále ovlivněna i úhlem dopadu na povrch a chemickými vlastnostmi materiálu. Tyto faktory způsobují nerovnoměrné prohřátí zemského povrchu, které je jednou ze základních podmínek pro vznik termické konvekce. V našich zeměpisných šířkách v období vrcholného léta dopadá při jasné obloze na 1 m^2 horizontální plochy 30 000 kJ globálního záření (Kopáček, Vykouk, (1981).



Obr. 3: Průchod slunečního záření atmosférou (převzato z Pagen, 1992)

Doba záření slunečních paprsků není během dne a roku rovnoměrná (viz kap. 4.3.1 a 4.3.2). Nejdéle dopadají sluneční paprsky v České republice na území Jižní Moravy (až 2000 hodin za rok). Nejméně v severozápadních a severních Čechách (pouhých 1500 hodin za rok).

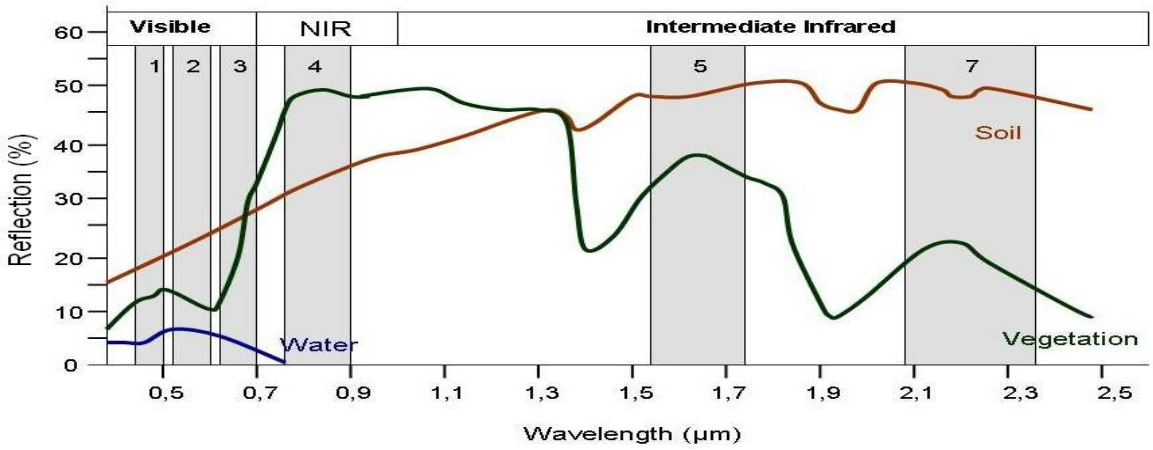
4.2.2 Albedo

Povrchy s vysokým albedem jsou nevhodné pro vznik termické konvekce, většinou jsou světlé a hodnota albeda je vyšší než 50 %. Sluneční záření se od povrchů s vysokou hodnotou albeda odrazí zpět do atmosféry, tím se nestačí přeměnit na teplo, které by prohřálo povrch a následně i okolní vzduch. Opačně působí tmavé povrchy, které větší množství záření pohltí a méně odrazí. Hodnota albeda tmavých povrchů bývá v intervalu 5 – 20 % (Fairgridge, Oliver, 1987).

Albedo je v Meteorologickém slovníku výkladovém a terminologickém (Sobíšek a kol. 1993, 0041) definováno jako „ poměr množství odraženého záření k množství záření dopadlého na určitou plochu“. Albedo kulového tělesa je nazýváno planetární albedo. Planetární albedo Země je průměrně 33 % (Barret, 1974 in Fairbridge, Oliver, 1987). To znamená, že Země třetinu dopadajícího slunečního záření odrazí a dvě třetiny pohltí. S různým typem a s různými vlastnostmi povrchu se mění i hodnota albeda (viz Příloha 3). Navíc se albedo mění i se zeměpisnou šířkou. Minimální hodnoty se vyskytují díky bujné vegetaci na rovníku, naopak maximální hodnoty jsou ve vyšších zeměpisných šířkách, kde je po většinu roku sníh (Fairbridge, Oliver, 1987).

Dále se albedo mění s různou vlnovou délkou, a proto je důležité pro určení jeho hodnoty u různých povrchů znát vlnové délky slunečního záření. Spektrum slunečního záření se dělí podle (Bednář, 1989) na tři hlavní části. Ultrafialové sluneční záření ($\lambda < 390$ nm), které je v atmosféře absorbováno ozónovou vrstvou a před vstupem do atmosféry tvoří 7 % z celkového slunečního elektromagnetického záření. Viditelné sluneční záření ($390 < \lambda < 760$ nm), které obsahuje celé spektrum barev a tvoří 48 % z celkového slunečního záření a infračervené sluneční záření ($\lambda > 760$ nm) tvořící 45 % z celkového slunečního záření.

Odrazové vlastnosti v závislosti na vlnové délce pak popisuje spektrální odrazivost (podíl energie odražené a energie dopadající za určité vlnové délky). Tento vztah lze popsat pomocí spektrální křivky odrazivosti (Obr. 4), která je pro určité povrchy různá.



Obr. 4: Spektrální křivka odrazivosti vegetace, vody a písčité půdy (převzato z www. geo.fsv.cvut.cz)

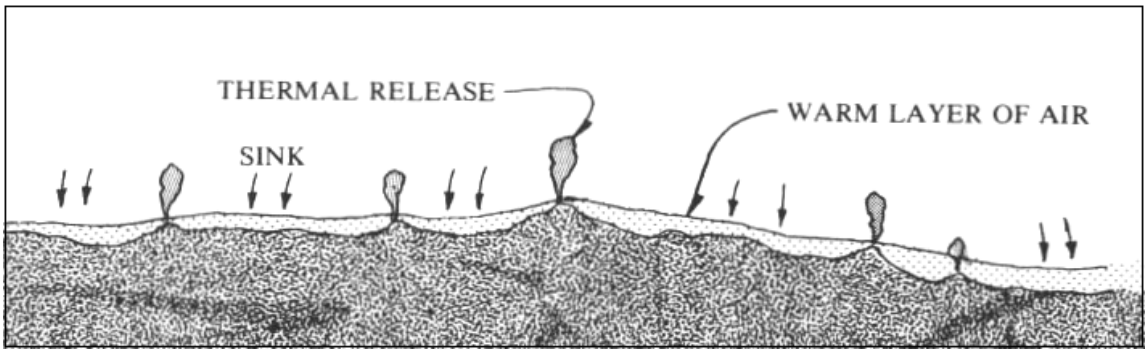
4.2.3 Povrch

Vlastnosti povrchů působící negativně na vznik termické konvekce

Členitost

Rozlehlé, méně členité plochy jsou pro vznik termiky méně vhodné než koryta, kamenné sutiny, skály a tmavé lesy. Základními charakteristikami krajinné struktury se podrobněji zabývá krajinná ekologie (zastoupení různých typů, struktura a uspořádání plošek). Pro sportovní piloty jsou však nejpraktičtější letecké snímky, z kterých lze poměrně rychle a snadno zjistit oblasti nevhodné pro vznik termické konvekce (Obr. 6).

Další typickou konfigurací terénu, která je často termicky méně aktivní, jsou menší rovinné úseky obklopené členitým nebo kopcovitým terénem (např. Kolín a Polička). Všeobecně jsou v takových oblastech sestupné termické proudy (Obr. 5).



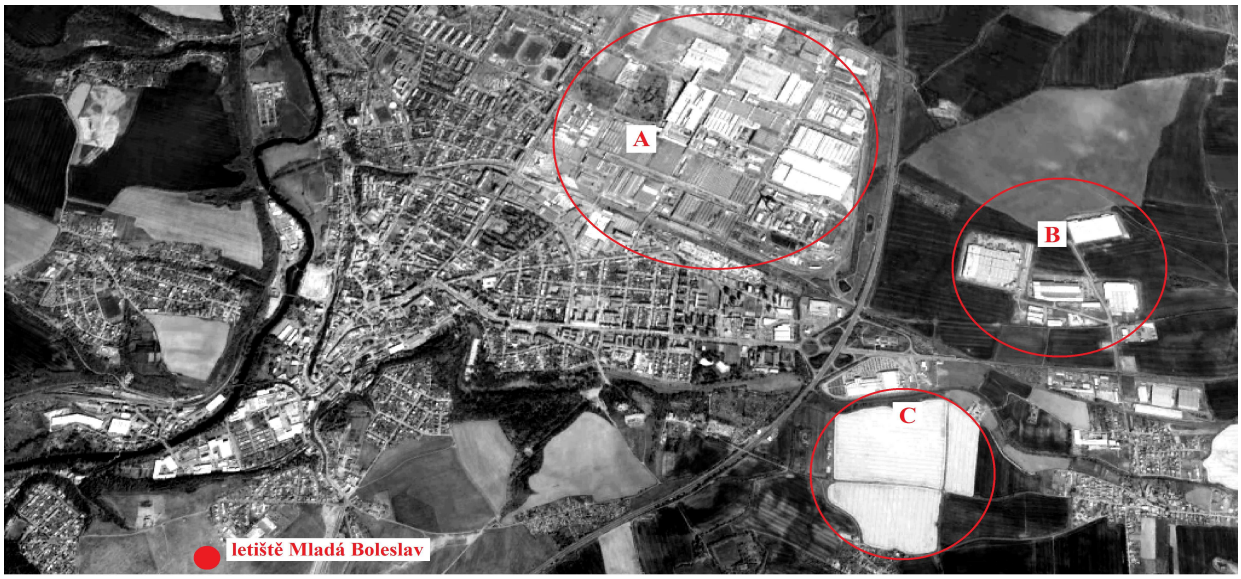
Obr. 5: Termické proudy v rovinaté krajině obklopené občasnými vyvýšeninami (převzato a upraveno z Pagen, 1992)

Obr. 6: Oblast méně častého výskytu termické konvekce (převzato z www.Google Earth.cz)

Tento snímek je z oblasti Haná (obec Tovačov, Oplocany, Annín a Lobodice). Pravděpodobně největší negativní vliv na vývoj termické konvekce bude mít vodní plocha Skašovského rybníka a Donbasu (pravý dolní roh). Všeobecně by se dalo říct, že oblast leží v rovině, a její povrch není moc členitý, proto ani termická konvekce zde nebude příliš aktivní. Nad zástavbou se může vytvořit stoupavý proud působením tzv. tepelného ostrova města. Dále se může konvekce odtrhnout na ostrých rozhraních v krajinné struktuře (např. hranice mezi lesem a polem). Termicky nevhodná oblast bude i nad rozlehlejšími světlými plochami antropogenního původu (stavitelská firma v obci Lobodice, Štěrkovna v obci Annín).

Barva

Barvy reagují na dopad slunečních paprsků rozdílně. Hodnota albeda je z pravidla nejvyšší u bílé barvy a postupně se snižuje až k černé, která má naopak nejvyšší hodnotu pohltivosti slunečního záření (Brandt, 1938). To znamená, že světlejší povrchy v krajině se prohřejí hůře, a tudíž i podmínky pro vznik termické konvekce zde budou horší. Jako příklad je znázorněno okolí letiště Mladá Boleslav (Obr. 7). Velký vliv na albedo mají v této oblasti rozlehlé světlé střechy a parkoviště výrobce automobilů ŠKODA AUTO a.s. (A), dále sklady v logistickém parku Goodman (B) a rozlehlá pole řepky olejky (C).

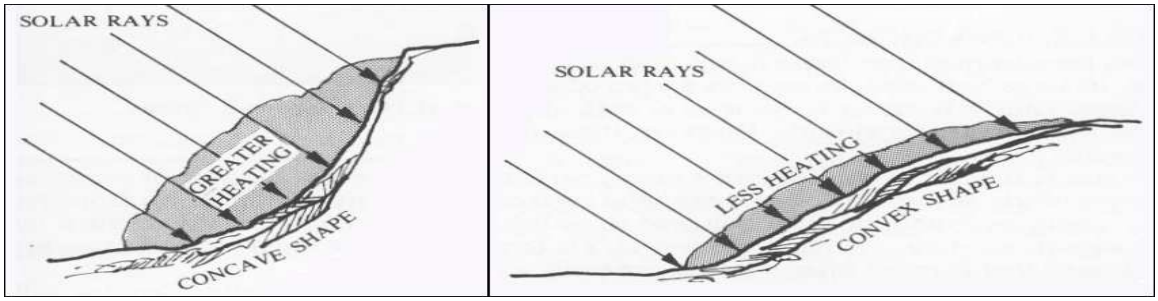


Obr. 7: Zvýraznění světlých ploch v okolí letiště Mladá Boleslav (převzato a upraveno z www.google.cz/maps/)

Expozice

Vliv expozice se projevuje hlavně v horských a kopcovitých terénech. Na svazích přivrácených ke Slunci budou podmínky pro vznik termické konvekce příhodnější než na svazích odvrácených. Oslunění horských svahů se ale během dne mění s pohybem Slunce po obloze. To znamená, že v ranních hodinách až do poledne budou na západních svazích podmínky pro vznik konvekce horší než na svazích východních. Opačná situace nastane v období od poledne do večera, kdy budou od slunce odvrácené svahy východní. Ve vyšších horách jsou velké rozdíly v jižních a severních svazích. Na severních svazích jsou termické podmínky horší než na svazích jižních (viz Příloha 5).

Kromě samotné orientace svahů ovlivňuje mohutnost termické konvekce i tvar svahu. Pokud je svah konvexní (vyklenutý), tak bude konvekce slabší. Naopak když je svah konkávní (propadlý), je termická konvekce silnější (Obr. 8)



Obr. 8: Vliv tvaru svahu na intenzitu termické konvekce (převzato a upraveno z Pagen, 1992)

Zastínění

Zastíněný povrch je přirozeně zahříván méně, než povrch, na který dopadá přímé sluneční záření. Obecně se předpokládá, že v takových oblastech je samovolná termická konvekce slabá nebo žádná. Zastínění je nepravidelný jev, který je stejně jako expozice svahů závislý na pohybu Slunce po obloze. Na druhou stranu, mírné zastínění napomáhá k zvýšení teplotních rozdílu mezi zastíněnými a osluněnými částmi povrchu. Takový teplotní rozdíl může být spouštěcím mechanismem termické konvekce (Dvořák, 2004).

Nejčastěji je zastínění způsobeno souvislým pokrytím oblohy oblačností různého typu. Množství oblačnosti se v synoptické meteorologii popisuje pomocí osmin (Tab. 3) a v klimatologii pomocí desetin. Nejhorší podmínky pro vznik termické konvekce budou při pokrytí oblohy oblačností z 8/8 a se snižující se hodnotou se budou podmínky zlepšovat.

Tab. 3: Pokrytí oblohy oblačností

0/8	Jasno	5/8	Oblačno
1/8	Jasno	6/8	Oblačno
2/8	Skoro jasno	7/8	Skoro zataženo
3/8	Malá oblačnost	8/8	Zataženo
4/8	Polojasno, polooblačno	9	Nelze rozeznat

Zdroj: Lester (1997)

Větší horizontální rozměry mají oblaky typu Ac, As, Ns, Cb a Cs. Dále můžeme tyto oblaky rozlišovat podle množství prošlých slunečních paprsků na neprůsvitný oblak Opacus a průsvitný Translucidus (Řezáčová a kol., 2007).

Další zastínění v menším rozsahu, které by mohlo negativně ovlivnit vývoj konvekce, způsobují větší antropogenní povrchy nebo orografické celky. Dotazovaní piloti ale neznají ve svém okolí žádný antropogenní prvek (budova, komín apod.), který by termiku zásadně ovlivňoval. Větší význam u zastínění přisuzují jednotlivým horským vrcholům.

Konkrétní typy povrchů

Vodní plochy

Velké vodní plochy potřebují více času a energie k prohřátí než ostatní pevné povrchy. Termická konvekce se tedy oproti ostatním oblastem nad vodními plochami opožďuje zhruba o dvě hodiny. Albedo vodních ploch je dále závislé na výšce Slunce na obloze. Ráno a v podvečer, kdy je Slunce blízko u horizontu, je odrazivost vyšší (32 %), než v poledne, kdy je slunce na obloze nejvýš (2 %). Vodní hladiny v ranních hodinách i více

oslepují než přes den. Horší podmínky pro vznik termické konvekce nad vodními plochami jsou tedy přes den do 5 hodin od východu slunce a dvě hodiny před jeho západem.

Kromě samotných vodních ploch působí na vznik konvekce negativně i povrchy vodou nasáklé, například bažiny, močály, slatiniště, rašeliniště a říční niva. Takové oblasti spotřebují většinu přijatého tepla na výpar (latentní teplo). Nad touto oblastí se termická konvekce přes den buď nevytvoří vůbec, nebo s určitým zpožděním. Oblasti slabé termické konvekce jsou například nad nivami řek Morava nebo Labe, které negativně ovlivňují letiště Kroměříž, Otrokovice, Pardubice a Roudnice nad Labem (viz Příloha 4).

Sníh

Sníh se vyznačuje vysokou odrazivostí slunečního záření. Průměrná hodnota albeda se pohybuje kolem 0,7 (70 % energie záření se odrazí zpět do atmosféry). Za prvé je sněhová pokrývka bílá. A za druhé spotřebuje teplo na změnu skupenství (tání), a proto se okolní vzduch nemůže od takového povrchu dostatečně prohřát pro vznik termické konvekce. Čistota sněhu, velikost sněhových částic a stáří sněhu jsou další faktory ovlivňující albedo slunečního záření (viz Příloha 3).

Ve vyšších horách tvoří sníh značné tepelné kontrasty mezi povrchem pokrytým sněhem a povrchem sněhem nepokrytým. Takový tepelný kontrast může být spouštěcím mechanismem pro termické proudy. Přímo nad sněhovou pokrývkou se konvekce nevytvoří, nebo se vytvoří pouze slabá a pro plachtaře nevyužitelná, ale nad tmavými lesy a skalami, kde sníh už neleží, se můžou vyskytovat silné termické proudy.

Reliéf

V České republice mají největší zastoupení pahorkatiny a vrchoviny. 67 % povrchu leží ve výšce do 500 m n. m. Nížiny, které nejsou pro tvorbu termické konvekce příliš vhodné, jsou na našem území zastoupeny hlavně v Polabí, v pásu podél Labe přibližně od Kolína po Hřensko. Dále v dolním toku Vltavy, Ohře a v moravských úvalech. Nížiny zaujímají 20 % povrchu ČR. Naopak pohoří, která jsou termicky aktivnější, obklopují Českou republiku téměř podél celých hranic (11 % povrchu).

V závětří horských masivů se mohou vyskytovat klesavé proudy vlivem subsidence vzduchu (Lester, 1997). To ale není pravidlem, a naopak i v závětří se může vytvořit termický stoupavý proud. Zde záleží na směru proudění větru, osvětlení svahu a vzdálenosti od svahu. Všeobecně ale platí, že návětrná horská konvekce je silnější a vyhledávání stoupavých proudů bývá snadnější. Zatímco konvekce nad rovinatým terénem je pravidelně upořádaná a slabší.

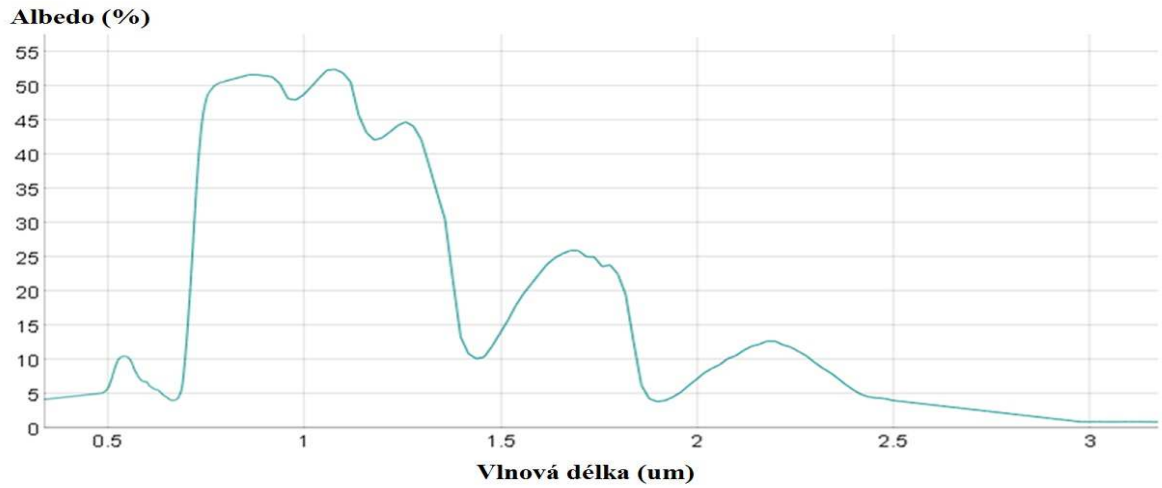
Orografie ovlivňuje termiku pozitivně i negativně. Například v ranních hodinách se termická konvekce tvoří dříve právě na svazích horských masivů. Na svahy se totiž nedostane přízemní inverze chladnějšího vzduchu, pro jejíž likvidaci je v nížinách spotřebováno veškeré teplo prvních ranních slunečních paprsků. Stoupající vzduch na hřebenech je nahrazován chladnějším vzduchem z nížin (Wala a kol., 1982). Na předhůří můžeme očekávat sestupné proudy, které stabilizují zvrstvení atmosféry a potlačují vznik termické konvekce. Konvekce na horách také zaniká dříve než v nížinách.

Nad propastmi, proláklinami a nad většími skalními městy se termická konvekce spouští hůře a se značným zpožděním (Macocha, Hranická propast). Například uvnitř skalních měst se teplo akumuluje dobře, ale v okolí tohoto města je výskyt konvekce slabší (Pagen, 1992).

Vegetace

Odrazivost vegetace se mění s její strukturou (Obr. 9). Nejnižší je v pásmu pigmentační absorpce, protože chlorofyl pohlcuje 70 až 90 % záření. Poté odrazivost náhle rychlé stoupá a nejvyšší je v pásmu buněčné struktury. Následuje pokles v pásmu vodní absorpce.

Albedo vegetace dále závisí na druhu rostliny, uspořádání vegetace, fenologické fázi, obsahu vody, obsahu minerálů, obsahu chemických látek, stáří a na zdravotním stavu. Všeobecně mají stromy nízkou hodnotu albeda. Nad listnatým lesem budou horší termické podmínky než nad lesem jehličnatým. Větší plocha listů než jehlic způsobuje delší dobu potřebnou na výpar. Navíc je listnatý les světlejší než les jehličnatý (Kolář a kol., 1990). Špatné podmínky pro vznik termické konvekce budou i nad vlhkými trávníky a loukami. Naopak suchá vegetace a rozlehlá obilná pole jsou termicky velice aktivní.



Obr. 9: Spektrální odrazivost vegetace (převzato z Fairbridge, Oliver, 1987)

Půda

Vliv půdy na termickou konvekci se mění v závislosti na minerálním složení půd, půdní vlhkosti, obsahu organických látek a textuře. Albedo půd obecně roste s rostoucí vlnovou délkou (1,3 µm), pak se snižuje s ostrými poklesy na 1,4 µm a 1,9 µm (viz Příloha 3). Příčina těchto poklesů albeda je množství absorbované vody v půdě (Fairbridge, Oliver, 1984). Naopak u minerálů a hornin se albedo mění v závislosti na chemickém složení, krystalické stavbě a termální kapacitě.

Holé půdy se v přírodní krajinně vyskytují spíš ojediněle. Většinou jsou pokryté vegetací, která má rozhodující vliv na tvorbu termické konvekce. Negativně na vývoj termické konvekce působí vlhké a podmáčené půdy. Mezi takové patří například fluvizemně, nacházející se převážně v nivách velkých vodních toků. Fluvizemně pokrývají pouze 3,2 % povrchu České republiky. Další půdy tvořící se v zamokřených sníženinách jsou pseudogleje. Ty pokrývají 8,7 % povrchu. Gleje jsou hydromorfní půdy saturované podzemní vodou. Typická vegetace pokrývající gleje jsou aluviální louky a lužní lesy. Půdy glejové a oglejené se v ČR nachází v jižních Čechách, Na Ostravsku a Sokolovsku. Špatné termické podmínky se mohou vyskytnout i nad organozemí. Ta se nachází na rašeliništích a vrchovištích a pokrývá pouze 0,7 % povrchu (Tomášek, 2007).

Antropogenní povrchy

Spektrální projev antropogenních povrchů je podobný přírodnímu bez pokrytí vegetací. Záleží především na materiálu, jeho drsnosti a vlhkosti. Nejméně vhodný pro vznik termické konvekce je beton, který má poměrně vysokou hodnotu albeda. Poté se albedo snižuje (štěrk a oblázky) a nejnižší hodnotu má asfalt (viz Příloha 3).

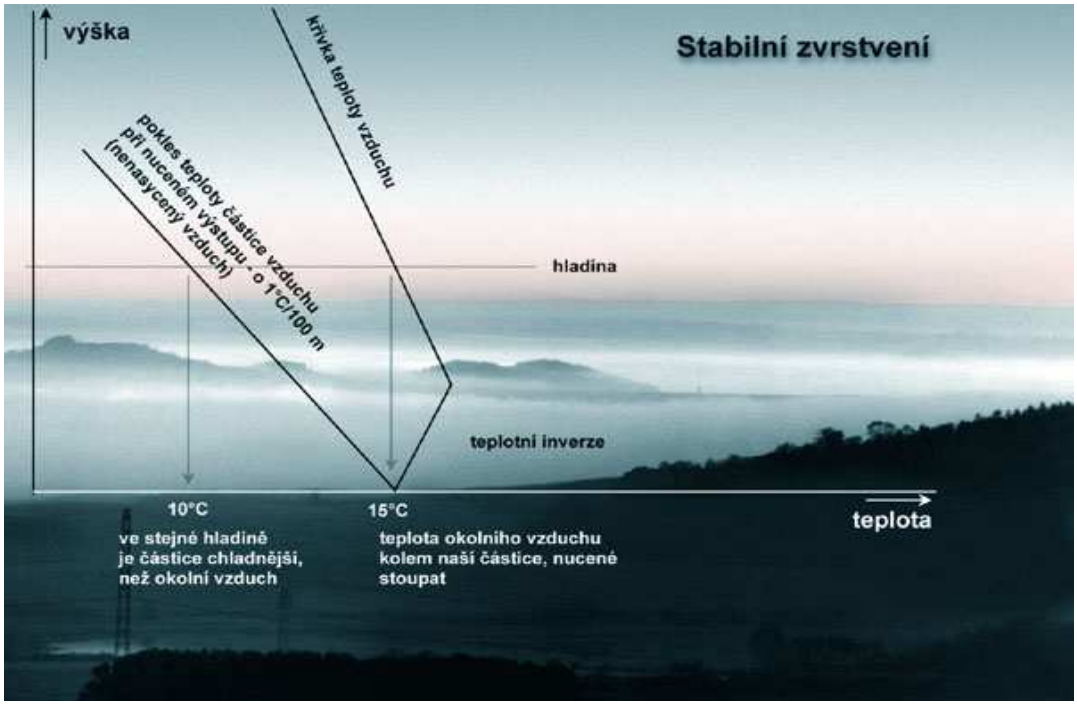
U větších měst se může projevit již zmíněný efekt tepelného ostrova města. To se projevuje vyšší teplotou vzduchu v centru města a jeho okolí. Vyšší teplota v centrech měst je vytvořena uměle, člověkem a zadržuje se mezi domy. Nad městem se pak může odtrhnout stoupavý termický proud. Naopak velké průmyslové celky se světlými střechami, které většinou zaujímají větší plochy a vyskytují se na periférii města, jsou pro vytvoření termické konvekce nevhodné.

4.3 Meteorologické podmínky zapříčiňující slabou termickou konvekci

Stabilní teplotní zvrstvení atmosféry

Při takovém teplotním zvrstvení je vznik samovolné termické konvekce velmi nepravděpodobný. V ojedinělých případech může jít o termickou konvekci vynucenou.

Teplota vzduchu přinucená vnějším impulsem ke stoupání bude klesat rychleji než teplota okolí (Řezáčová a kol., 2007). Chladnější vzduch s vyšší hustotou a hmotností bude po odeznění vnějšího impulsu klesat (viz kap. 3.2.2).



Obr. 10: Stabilní zvrstvení atmosféry (převzato z http://www.skyfly.cz/zajimavo/vystup 1.htm)

Anticyklonální situace

Déle trvající anticyklonální situace podmiňuje stabilním zvrstvením vzduchu. Při stabilním zvrstvení se termická konvekce vytvoří jen ojediněle, a to pouze nad mimořádně vhodnými místy nebo při dodání počátečního mechanického impulsu. V anticykloně klesá vzduch směrem dolů (do oblasti nižšího tlaku), kde se rozbíhá do stran.

Mechanická turbulence

Mechanická turbulence nepříznivě ovlivňuje vznik konvekce především v nižších výškách (při horní hranici přízemní vrstvy). Jejím vlivem dochází k vtahování chladnějšího vzduchu z vyšších výšek do nižších výšek, kde se nachází vzduch teplejší. Hodnota vertikálního teplotního gradientu se tak zmírňuje a rychlost vystupujícího proudu se snižuje. Termika za takových okolností bývá slabší. Turbulence na rozhraní přízemní a mezní vrstvy atmosféry vzniká při větrném počasí. Dvořák (2012) tvrdí, že „vertikální teplotní gradient v přízemní vrstvě je z pravidla strmější, a čím je přízemní vrstva

mohutnější, tím turbulentnější je prostředí konvektivní vrstvy, a zejména spodních 100 až 400 m“.

Rozpad kupovité oblačnosti

Většinou po intenzivní termické konvekci nastává období, kdy se kupovitá oblačnost rozpadá (polední pauza). Pokud rozpad oblaků trvá dlouho, dojde k propojení jednotlivých rozpadajících se oblaků. Vznikne souvislá vrstva oblaků, která zabraňuje průchodu slunečních paprsků k povrchu a jeho dalšímu prohřátí, tudíž i konvekce je velmi slabá.

Bouřka

Dalším meteorologickým jevem, v jehož okolí můžeme očekávat sestupné termické proudění, je oblast v okolí bouřky. Sestupné proudy v bouřce nahrazují vzduch, který do sebe bouřkový oblak nasává. Pokud je bouřkový oblak ve stádiu vývoje mezi Cu con a Cb, pak doslova vysává energii ze svého širokého okolí. Pak se stává, že i na pohled pod pěknou kupovitou oblačností již nemusí být využitelné stoupání. Bouřku doprovázejí silné srážky, které se také zpravidla vyznačují poklesem vzduchových hmot a ochlazením.

Nižší a nevýrazná mezní vrstva

Slabší termickou konvekci podmiňuje i menší výraznost a mohutnost přízemní vrstvy (Dvořák 2012). Odtrhávání výstupných proudů je slabší a v delších intervalech. Rozmístění proudů v krajině bude řidší a budou vznikat ve větších vzdálenostech od sebe a i rychlost výstupu bude nižší. Nevýrazná přízemní vrstva bývá v období pozdního léta a začínajícího podzimu.

Teplotní inverze

Při teplotní inverzi je zvrstvení atmosféry absolutně stabilní, tudíž nemůže dojít k samovolné termické konvekci. Teplotní inverze se nejčastěji vyskytuje v ranních hodinách po jasné noci a při delším působení slunečních paprsků postupně zaniká. V letním období bývá mělčí, ale v zimě může být mohutná 100 až 1 000 m. Výškovou teplotní inverzi může přinést subsidence vzduchu v oblasti vysokého tlaku. Taková inverze leží ve výšce zhruba 1 800 až 2 000 m (Pagen, 1992). Pokud se pod výškovou inverzí tvoří stoupavé termické proudy, většinou se o tuto vrstvu zastaví.

Teplá fronta

Slabší termické podmínky se projeví i při přechodu teplé fronty, která s sebou přináší vysokou vlhkost, dešťové srážky a oblačnost (Ci, As, Ns a St). Vodní kapky způsobí

rozptyl záření v atmosféře a plošně rozsáhlejší oblačnost zabrání průchodu slunečního záření až k zemskému povrchu (Pagen, 1992).

Katabatické proudění

Katabatický vítr je vzduch, který stéká nejčastěji v podvečerních a večerních hodinách ze svahů do údolí. Pro piloty může být nebezpečný, pokud se vytvoří už v podvečer, kdy se ještě létá. Při takové situaci se předpokládá, že zde nebudou žádné projevy termické konvekce, naopak je nutno počítat s klesáním. Katabatický vítr vzniká ochlazováním přízemních vrstev vzduchu při nočním vyzařování za klidného a jasného počasí (Kopáček, Vykouk, 1981). Mohutnost, rozsah a intenzita katabatického větru závisí na sklonu, délce svahu, tepelných vlastnostech povrchu a jeho aerodynamické drsnosti.

4.3.1 Průběh termické konvekce během jednotlivých ročních období

Roční nerovnoměrnost v intenzitě termické konvekce je zapříčiněna radiační a tepelnou bilancí zemského povrchu a atmosféry. Příčinou střídání ročních období je především sklon zemské osy, různé množství dopadajících paprsků a různá délka světlého dne. Dopad slunečních paprsků na povrch je jedna z nejdůležitějších podmínek pro vznik termické konvekce. Proto se tato kapitola věnuje popisu dopadu slunečních paprsků v jednotlivých ročních obdobích o něco podrobněji.

Severní polokoule je nejvíce přikloněna ke Slunci o letním slunovratu, tedy 20. – 21. června. Tehdy sluneční paprsky dopadají kolmo na obratník Raka. Tento den dopadá na severní polokouli nejvíce paprsků z celého roku. V naší zeměpisné šířce (50° s. z. š.) je výška slunce 63,5° a intenzita záření 89 % sluneční konstanty. Nastává nejdelší den a sluneční paprsky dopadají na zemský povrch nejdelší dobu a to 16 hodin a 23 minut (Čapek, 2001). V letním období je termika nejmohutnější a nejsilnější z celého roku. Negativně může být ovlivněna bouřkami z tepla, které jsou v létě častým jevem.

V období podzimní a jarní rovnodennosti je v naší zeměpisné šířce výška Slunce 40° a intenzita záření je 64 % sluneční konstanty. Paprsky v poledne dopadají kolmo na rovník (Čapek, 2001). Již z názvu „rovnodennost“ je jasné, že délka dne a noci je stejná. Paprsky tedy dopadají na povrch 12 hodin. Na jaře začíná být termická konvekce aktivnější a naopak na podzim už se vyskytuje jen sporadicky. Bohatší konvekci lze očekávat ještě na začátku podzimu převážně v září.

Při zimním slunovratu (21. – 22. prosince) je severní polokoule Země nejvíce odkloněna od Slunce. V poledne dopadají sluneční paprsky kolmo na obratník Kozoroha a u nás je výška Slunce nejnižší v roce, tedy 16,5°. Intenzita záření je pouze 28 % sluneční

konstanty. O zimním slunovratu je nejkratší den a nejdelší noc v roce. Sluneční paprsky ohřívají povrch pouze 8 hodin a 4 minuty (Čapek, 2001). V zimním období bývají termické podmínky horší. To je v našich zeměpisných šířkách zapříčiněno především sněhovou pokrývkou, vlhčí půdou vlivem nižšího výparu, kratší dobou slunečního svitu a také přízemní teplotní inverzí, která v tomto období setrvává mnohem déle než v létě.

Délka každého ročního období není vždy stejná (Tab. 4). V odsluní (aféliu) obíhá Země kolem Slunce pomaleji a v přísluní (perihéliu) rychleji, což popisuje II. Keplerův zákon (zákon ploch). Na severní polokouli se to projevuje tak, že léto a jaro je o 3 – 4 dny delší než podzim a zima. Vyvrcholení teplot v daném období se ale setrvačností opožďuje zhruba o měsíc. To znamená, že nejtepleji bývá na konci července a nejchladněji koncem ledna (Brázdil a kol., 1984). Díky faktu, že zima u nás nastává v přísluní, je zima severní polokoule mnohem mírnější a vyrovnanější než zima polokoule jižní.

Tab. 4: Délka ročních období

Roční období	Délka (dny)	Začátek (datum)
Jaro	93	20. – 21. 3
Léto	93,5	20. – 21. 6
Podzim	90	22. – 23. 9
Zima	89	21. – 22. 12

Zdroj: Čapek (2001)

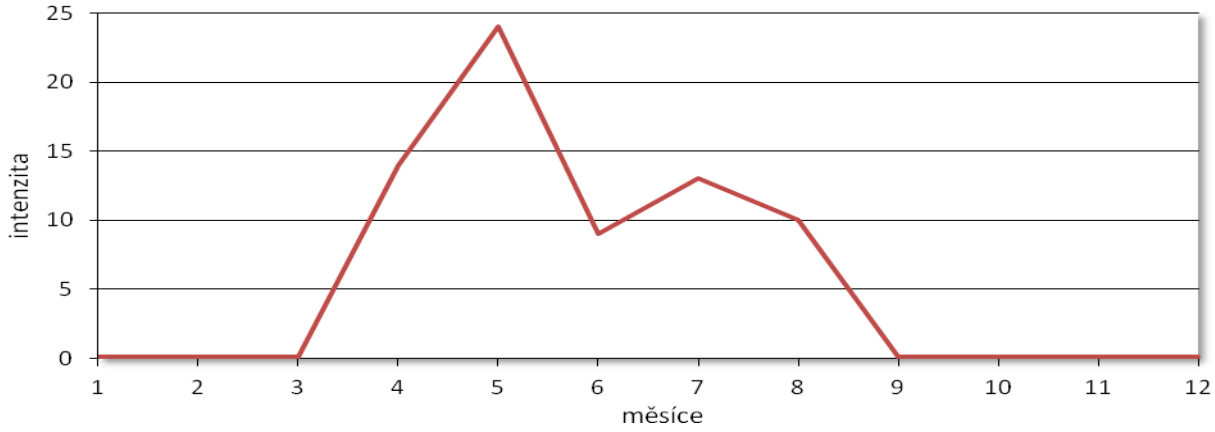
Lokální negativní ovlivnění termiky způsobují i singularity v počasí. Například posledním obdobím, kdy plachtaři mohou většinou naposledy využít termické proudy v roce je tzv. Babí léto. Toto období nastává na konci září, kdy vlivem vysokého tlaku vzduchu převládá jižní a jihovýchodní proudění, které přináší výrazné oteplení. Naopak omezení výskytu termických proudů můžou způsobit po 10. květnu Zmrzlí (ledoví) muži. V tomto případě na naše území dojde k vpádu arktického vzduchu, který je velmi vlhký a v důsledku překotného vývoje kupovité oblačnosti dojde k úplnému pokrytí oblohy (7/8 – 8/8) a dokonce i vzniku přeháněk. Další významnou singularitou negativně ovlivňující termickou konvekci je Medard. Ten působí od 2. dekády června do začátku července a projevuje se zesílením oceánského proudění, vyššími srážkovými úhrny (tzv. evropský monzun) a ochlazením.

Plachtařská sezóna

Jde o časový úsek v řádech měsíců, kdy piloti kluzáků využívají k letu termickou konvekci. Vymezení plachtařské sezóny může identifikovat období, kdy je termická

konvekce aktivní nebo naopak pasivní. Podle odpovědí pilotů na dotazník trvá plachtařská sezóna zhruba od března do září a vrcholí v květnu (Obr. 11). Tuto informaci je ale potřeba brát jako souhrn veškerých faktorů. Pro piloty je plachtařská sezóna ovlivněna především určitým meteorologickým jevem, a dále i stavem letiště, stavem jeho vzletové a přistávací dráhy, ukončením sezónního pojištění nebo nedostatkem volného času. Nadpoloviční většina aeroklubů určila jako hlavní činitele ukončující plachtařskou sezónu snížení teploty vzduchu, srážky a sněhovou pokrývku. Přičemž zajímavé je, že ovlivnění sněhovou pokrývkou uvedla pouze letiště severně od Prahy, naopak letiště jižně od Prahy uvedla především srážky dešťové.

Plachtařská sezóna není pro všechna letiště České republiky jednotná. Například letiště v blízkosti hor (Vrchlabí nebo Jeseník) mají sezónu kratší, jelikož zde dřív padá sníh a i déle setrvá. Letiště ve srážkovém stínu (Chomutov, Rakovník, Týnec, Žatec, Raná u Loun) mají sezónu delší. Srážky se vyprší na návětrné straně hor a v těchto oblastech je déle sucho. Na Moravě a v Jižních Čechách je průměrná teplota nejteplejšího měsíce v roce (červenec) vyšší než ve zbytku České republiky a i plachtařská sezóna je zde delší.

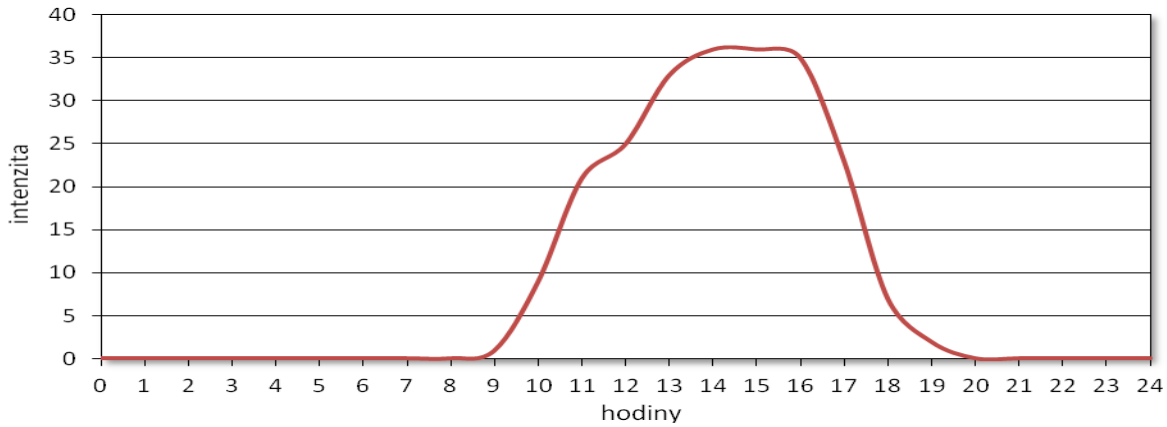


Obr. 11: Intenzita výskytu termické konvekce během roku (vyhodnoceno na základě dotazníku)

4.3.2 Průběh termické konvekce během dne a noci

Průběh termiky během dne je nerovnoměrný (Obr. 12). Záleží především na množství oblačnosti, intenzitě slunečních paprsků, počasí v daném dni, roční době, zeměpisné šířce, na typu povrchu a hlavně na denním oblouku Slunce. Denní oblouk Slunce se mění se zeměpisnou šířkou a roční dobou. Nejkratší denní oblouk vykoná Slunce o zimním slunovratu a nejdelší o letním (Brázdil a kol., 1984). Maximální produkce termické

konvekce nenastává, když se Slunce nachází v zenitu, ale zhruba ve 14:00 až 15:00 hodin, což se shoduje s názory dotázaných pilotů. To je způsobeno časem potřebným k ohřevu zemského povrchu a následně k ohřevu přiléhajícího vzduchu (Pagen, 1992).



Obr. 12: Intenzita výskytu termické konvekce během dne (vyhodnoceno na základě dotazníku)

Denní chod termické konvekce nad pevninou

V ranních hodinách není pevnina ještě dostatečně prohřátá slunečními paprsky a termická konvekce se buď vůbec nevyskytuje, nebo je velmi slabá. Brzy ráno se v letním období po jasné noci může v přízemních vrstvách vytvořit teplotní inverze (Kopáček a Vykouk, 1981). Slunce v našich zeměpisných šířkách vychází v létě průměrně mezi 5. – 6. hodinou SEČ a v zimě mezi 7. – 8. hodinou SEČ. Zemský povrch se tak začíná prohřívat a rozrušuje se výše zmíněná přízemní teplotní inverze. Mezi 8. – 9. hodinou se začíná rozvíjet termická konvekce. Z pravidla jsou v této denní době podmínky pro vytvoření konvekce horší, než je tomu v hodinách kolem poledne. To je způsobeno tím, že ráno i večer je Slunce nízko nad obzorem a sluneční paprsky dopadají na povrch pod ostrým úhlem. Dopoledne konvektivní vrstva postupně vertikálně mohutní. Kolem desáté hodiny už je konvektivních několik set spodních metrů.

Během poledne dopadá na zemský povrch nejvíce slunečních paprsků a povrch je tak v těchto hodinách nejintenzivněji prohříván. Začínají se od povrchu oddělovat jednotlivé „bubliny“ nebo vertikální proudy. Na druhou stranu může nastat tzv. polední přestávka. Ta je způsobena velkým množstvím kupovité oblačnosti dopoledne, která zabraňuje dopadu slunečních paprsků na zemský povrch a tím i jeho dostatečného prohřátí.

Odpoledne začíná konvekce nabývat maximálních hodnot. Podle informací získaných z dotazníku je její největší intenzita v plachtařské sezóně kolem 14. – 16.

hodiny. Po 16 hodině intenzita prudce klesá z důvodu nižšího působení Slunce, které je opět nízko nad obzorem. Termická konvekce se rozpouští a je nahrazena klesajícími proudy. To můžeme pozorovat i na vývoji kupovité oblačnosti, která se v podvečerních hodinách rozpadá.

V noci je minimum termické konvekce, jelikož se povrch a vzduch neotepluje od slunečních paprsků. V noci je povrch chladnější než přilehlý vzduch, který se tak nemůže dostatečně prohřát. Častěji se v těchto hodinách může vyskytnout termická konvekce vynucená. Povrchy, nad kterými byla termická konvekce přes den spíše slabší, se právě v noci začínají termicky projevovat (Obr. 13). Například písek je přes den značným zdrojem tepla, ale jakmile je zamezeno přístupu slunečního záření, velice rychle se ochladí a vzduch zde v noci klesá. Naopak nad lesy a skálami se může termická konvekce vytvořit (Pagen, 1992). Všeobecně ale platí, že noční výstupné termické proudy nikdy nejsou tak silné, četné a vysoké, jako termické proudy přes den.

Literatura zabývající se leteckou meteorologií pro plachtaře kluzáků se noční termickou konvekcí zabývá jen okrajově. Některá dokonce tvrdí, že termická konvekce v noci neexistuje. Příčinou je fakt, že pro plachtaře nemá noční termická konvekce význam, protože kluzáky nejsou vybaveny pro let v noci a podle leteckých předpisů UL1 (2010) „mohou být lety SLZ prováděny pouze ve dne, tj. v době mezi začátkem občanského svítání a koncem občanského soumraku nebo v jiném podobném časovém úseku, který může určit příslušný úřad.“

Tab. 5: Výskyt sestupných termických proudů během dne a noci

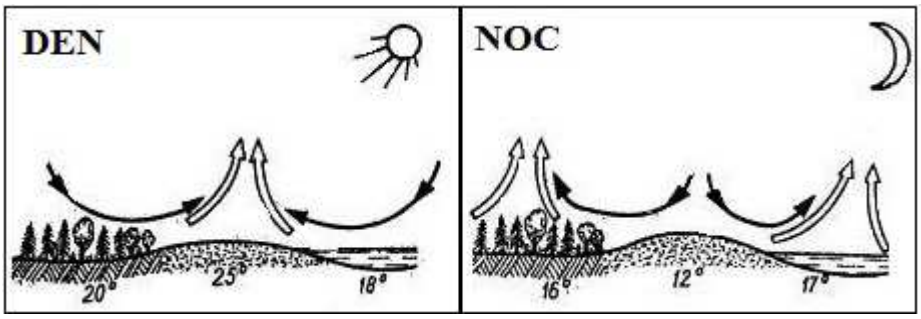
DEN	NOC
Vlhké povrchy	Prudké svahy
Roviny	Písčitý povrch
Déle zastíněné povrchy	Lomy
Propasti, prolákliny	Suché zorané pole
Zelené plochy	Holá půda

Zdroj: Pagen (1992)

Denní chod termické konvekce nad vodními plochami

Zde je situace opačná, než je tomu nad pevninou. Minimum termické konvekce je přes den a maximum přes noc. Albedo vodní hladiny je po většinu dne poměrně nízké, sluneční záření je pohlcováno a využíváno na výpar a na prohřátí vody. Prohřátí velké vodní plochy trvá mnohem déle, než prohřátí některých povrchů na pevnině, a proto se termická

konvekce nad vodní hladinou během dne opožďuje zhruba o 2 hodiny. Během dne voda pohltí obrovské množství tepelné energie, kterou je schopna během noci uvolňovat i několik hodin (Pagen, 1992). U hlubších vodních ploch může být termická konvekce vyživována hlubinnou teplejší vodou, která se působením větru promísí a dostane k povrchu (Pagen, 1992).



Obr. 13: Termická konvekce nad různými povrchy během dne a noci (převzato a upraveno z Parczewski, 1953)

4.4 Předpověď slabších termických podmínek

4.4.1 Subjektivní předpověď

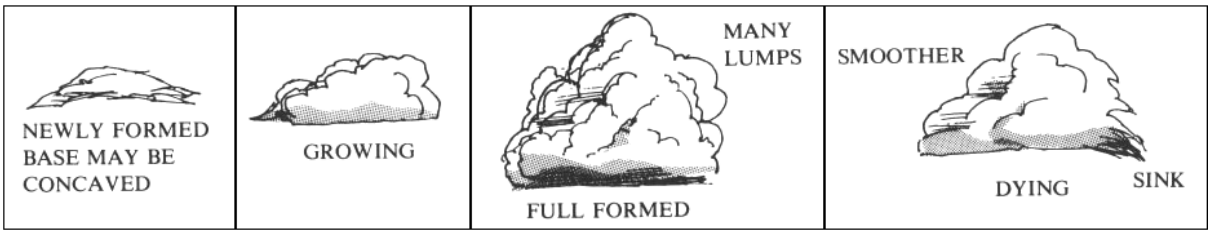
Počasí je stále se vyvíjející jev, který se řídí podle daných procesů. Pochopením fungování těchto procesů je možné zhruba předpovědět budoucí vývoj počasí. Například podle chování oblaků vysokého patra, lze zjistit předpověď na několik hodin i dnů dopředu. Podle oblaků nízkého patra na několik budoucích minut až hodinu (Pagen, 1992). Při takovéto předpovědi je velmi důležitá i vzdálenost pozorovatele od místa pozorování. Čím dál stojíme od letiště a hodnotíme situaci nad letištěm, tím víc se projevuje vliv perspektivy (Kdér, 1970). Zkracují se vzdálenosti mezi kumuly a při větších vzdálenostech se nám může zdát obloha zcela pokryta kupovitou oblačností, i když tomu tak ve skutečnosti není.

Vertikální vzdušné proudy (komíny) mohou být za určitých situací vizuálně rozpoznatelné, pokud například obsahují prach nebo popel. Při průmyslové konvekci je takový proud identifikovatelný jako kouř.

Sílu termiky lze vypozorovat i z tvarů oblaků. Zpravidla platí, že čím je Cu vertikálně mohutnější, tím je i stoupavý proud výraznější. Proto plachtař upřednostní Cu v maximálním stádiu vývoje nad Cu vznikajícím nebo zanikajícím (Obr. 14). Jestliže Cu vypadá spíše jako Sc (bílá základna, neostré okraje a často se spojuje s ostatními oblaky), tak bývá konvekce slabší. Tento jev nastává při vysoké vlhkosti v atmosféře k večeru. I

přes fakt, že právě Cu je indikátorem výstupných termických proudů platí, že kde se vyskytují proudy výstupné, musí být zákonitě i proudy sestupné.

Další situace, kterou lze pozorovat a na základě ní určit termickou situaci nastává, pokud na obloze vidíme souvislejší vrstvu oblaků (Ci, Cs, As). To znamená, že termika bude v této oblasti slabší, jelikož souvislá vrstva oblaků rozptyluje záření a zabraňuje jeho průchodu k povrchu.

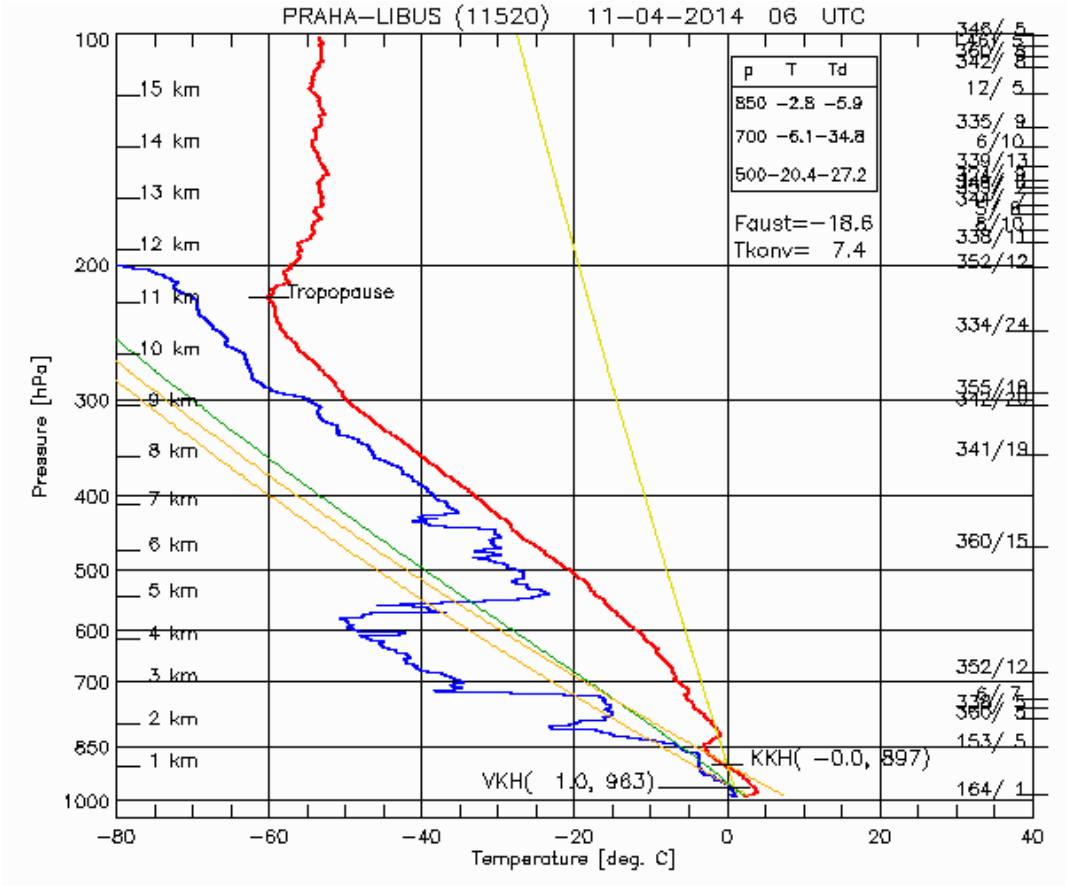


Obr. 14: Vývojová stádia Cu (převzato a upraveno z Pagen, 1992)

4.4.2 Analýza aerologického diagramu

Aerologický diagram (Obr. 15) se používá při vyhodnocování aerologických měření a při analýze fyzikálního stavu atmosféry, zvláště v předpovědní službě a při meteorologickém zabezpečení letectva. Na diagramu bývají zakresleny izobary, izotermy, suché a nasycené adiabaty a izolinie některých parametrů vlhkosti vzduchu (Sobíšek a kol. 1993, 0575).

Z Aerologického diagramu lze vyčíst, zda je teplotní zvrstvení atmosféry stabilní, instabilní nebo indiferentní. Měření probíhá pomocí radiosondy (aerologická sondáž), což je přístroj používaný k měření meteorologických prvků v mezní vrstvě atmosféry a ve volné atmosféře. Hodnoty měřených veličin v kódované formě okamžitě předává pozemní aerologické stanici pomocí malého vysílače. Radiosonda měří údaje o teplotě, vlhkosti, tlaku vzduchu, směru a rychlosti větru a dále i údaje o ozónu nebo záření (Sobíšek a kol. 1993, 0575). Radiosonda je nesena balónem, který vertikálně stoupá stálou rychlostí a běžně dosahuje 35 – 50 km. V České republice je balónová radiosonda vypouštěna z meteorologických stanic Praha – Libuš v 0, 6, 12 hodin a z Prostějova v 0 a 12 hodin.



Obr. 15: Aerologický diagram - Praha – Libuš, dne 15. 4. 2014 (převzato z www.chmi.cz)

Levá vertikální osa diagramu označuje tlakové hladiny v hPa a pravá vertikální osa údaje o větru. Teplota je zaznamenána na horizontální ose ve °C. Červená křivka popisuje průběh teploty s rostoucí výškou a modrá křivka průběh teploty rosného bodu s rostoucí výškou.

Pro sportovní piloty je velmi důležité znát výšku základny oblaků. Ta se v aerologickém diagramu označuje KKH. V této hladině dochází ke kondenzaci vodní páry při samovolném termickém výstupu. Kondenzace vodní páry způsobená nuceným výstupem vzduchové částice se označuje jako VKH (výstupná kondenzační hladina). Hladina KKH je v aerologickém diagramu průsečíkem křivky reprezentativního směšovacího poměru (žlutá křivka) a křivky teploty (Aeroweb, 2006).

Dále je v diagramu zaznačena oranžová křivka (nenasycená adiabata) a zelená křivka (nasycená adiabata). Vzájemná poloha křivky nenasycené adiabaty a průběhu teploty podél vertikály znázorňuje právě míru instability teplotního zvrstvení atmosféry. V pravém horním rohu je tabulka udávající Faustův index a konvekční teplotu. Faustův index hodnotí pravděpodobnost vzniku bouřek. Pokud je jeho hodnota větší než 3, lze

očekávat bouřky. Naopak žádná význačná aktivita nebude, pokud je nižší než 0. Z diagramu lze vyčíst i konvekční teplotu daného dne. Což je teplota, při které vzniká oblačná konvekce. (Šebesta, 2008).

Přesto i u předpovědi počasí z aerologického diagramu je nutné počítat s určitými nepřesnostmi. Zaprvé je balónová radiosonda vypouštěna pouze ze dvou míst v ČR (Praha – Libuš a Prostějov). Nemůže tedy pokrýt podmínky na celém našem území. Za druhé se vypouští v 6:00, 12:00 a 24:00 hodin, během kterých se můžou podmínky v atmosféře změnit a i výsledky měření jsou poskytnuty s dvouhodinovým zpožděním po vypuštění radiosondy. Další vliv na výsledek diagramu má například snos větrem a průchod radiosondy oblakem. Je proto potřeba nebrat předpověď z aerologického diagramu jako konečnou, ale doplnit ji dalšími informacemi z ostatních předpovědních nástrojů (Tab. 6).

Horší podmínky pro vznik termické konvekce:

- jestliže bude na diagramu zaznačena teplotní inverze
- jestliže bude na diagramu zaznačena izotermie
- jestliže bude teplota vzduchu klesat méně než 1°C/100 m a vzduchová částice nebude nasycena vodní párou
- jestliže bude teplota vzduchu při zemi nižší než konvekční teplota
- Jestliže je v aerologickém diagramu zaznačená rychlost větru v nadmořských výškách 1 000 až 2 000 m je 5 až 20 m/s a při tom při zemi nejsou nárazy větru 7 až 15 m/s, termika prakticky neexistuje (Dvořák 2012).
- jestliže bude vertikální teplotní gradient v přízemní vrstvě nižší, a čím méně bude přízemní vrstva mohutná

Tab. 6: Online předpovědi počasí pro plachtaře

Český hydrometeorologický ústav	http://www.chmi.cz/
FLYMET	http://flymet.meteopress.cz/
Meteoweb	http://www.meteoweb.cz/
Wetterzentrale	http://www.weterzentrate.de/
University of Wyoming	http://www.weather.uwyo.edu/

4.5 Základní charakteristiky ČR ovlivňující vznik termické konvekce

Tato práce se zaměřuje na hodnocení oblastí s horšími termickými podmínkami v České republice. Z globálního hlediska se může zdát, že jde o poměrně malé území. Ale po uvážení účelu této práce, tj. získat nové a použitelné poznatky o slabé termické konvekci pro plachtaře a uplatnit je v praxi, je toto území zcela dostačující. Snahou bylo co nejlépe popsat různé oblasti v ČR, ale i přesto má většina informací obecnou platnost.

Přes menší plochu státu je povrch České republiky velice rozmanitý a počasí proměnlivé. Z hlediska termické aktivity se nedá přesně určit, zda je Česká republika chudá na vznik termických proudů nebo naopak. Termická aktivita je proces fungující za spolupráce mnoha podmínek a faktorů. V této kapitole jsou proto popsány základní informace o reliéfu, klimatu, hydrologii a pedologii České republiky.

4.5.1 Klimatické poměry

Česká republika je ovlivněna smíšeným klimatem mírného pásma, které je více ovlivněno oceánem než pevninou. V rámci celkové cirkulace atmosféry u nás převažuje vlhké západní proudění. Průměrná roční teplota se pohybuje v rozmezí 1 – 9,5 °C a srážky 450 – 1400 mm za rok. Vzduchové masy proudí převážně ze západu a přináší vlhký oceánský vzduch.

Typické je střídání čtyř ročních období a častý přechod cyklon. Každý 5. až 7. den se většinou výrazně mění počasí. Vzdálenost České republiky od oceánu způsobuje rozkolísanost srážek a teplot (na západě našeho území jsou zimy mírnější a léta chladnější než na východě). Jen v některých obdobích k nám zasahují arktické (v zimě) a tropické vzduchové hmoty v létě (Tolasz a kol., 2007).

Důležitým faktorem pro tvorbu termické konvekce je teplota. Nejteplejší oblasti u nás jsou Dolnomoravský a Dyjskosvratecký úval, Polabí, Hornomoravský úval a Opavsko. Naopak nejchladnější oblasti se nachází ve vyšších nadmořských výškách (Sněžka, Lysá hora, Praděd, Březník a Jizerka). Nejteplejším měsícem je červenec, nejchladnějším leden a roční amplituda teploty se snižuje od východu k západu.

Průměrný roční úhrn srážek je 666 mm za rok. V drtivé většině u nás vypadávají srážky ovzdušné hlavně za cyklonálních situací. Na horách je vyšší podíl i srážek sněhových. Jizerské hory, Krkonoše, Orlické hory, Hrubý Jeseník, Moravskoslezské Beskydy, Šumava, Rychlebské hory a Český les jsou oblasti na srážky bohaté (1200 až 1700 mm za rok). Naopak oblasti s nižším úhrnem srážek jsou většinou ve srážkovém stínu. Na Žatecku, Kladensku a v Řipské tabuli spadne pouhých 450 mm srážek za rok.

Dalšími srážkově chudými oblastmi jsou Dyjskosvratecký a Dolnomoravský úval (Tolasz a kol., 2007).

4.5.2 Geomorfologické poměry

Terén v České republice je pro vznik a tvorbu konvekce velmi rozmanitý. Hlavním procesem vytvářejícím reliéf České republiky je vodní eroze. Jednotlivé typy a vlastnosti povrchů typických pro Českou republiku a nevhodných pro vznik konvekce, jsou podrobněji uvedené v kapitole 4.2.3. V této kapitole jsou tedy jenom stručně vypsány hlavní tvary reliéfu vyskytující se na našem území.

Jedním z typických tvarů reliéfu jsou zarovnané povrchy. Pozůstatky zarovnaných povrchů dnes najdeme na Karlovarsku, Rakovnicku, Podbořansku a severně od Plzně. Dalším častým geomorfologickým prvkem je skalní reliéf, například Broumovské mezihoří, Českosaské Švýcarsko, jihovýchodní okraj České křídové tabule, Karpaty, Krkonošsko-jizerský pluton, Šumava a Novohradské hory, Českomoravská vrchovina, Karlovarsko, Rakovnicko, Hrubý Jeseník, Krušné hory, Doupovské hory atd.

Krasový reliéf je na našem území vázán pouze na vápence. Na našem území se nachází Moravský, Litovelský, Český, Hranický, Jesenický, Pootavský, Chýnovský, Sázavský, Krkonošský kras a Pálava. Eolický reliéf, tedy spraše a sprašové hlíny se u nás vyskytují v Polabí, Dolním Poohří, Českomoravské vrchovině, na Plzeňsku a v moravských úvalech. Další sprašové závěje se vyskytují i na severním okraji Prahy. Z toho vyplývá, jak již bylo uvedeno výše, že spraše se vyskytují převážně v oblastech se slabým výskytem termické konvekce. Dalším typem eolického reliéfu v ČR jsou váté písky (údolí Labe, Moravy, Dyje, Třeboňsko).

Glaciální reliéf byl vytvořen v obdobích zalednění. Severský pevninský ledovec ovlivnil okrajová pohoří na severu republiky. Tvary reliéfu vzniklé horským zaledněním (ledovcová údolí, trogy, kary a boční morénové stupně) jsou výrazné hlavně na Šumavě a v Krkonoších. Na Šumavě zde zůstalo 5 ledovcových jezer (Černé, Čertovo, Prášilské, Laka a Plešné). V Krkonoších jsou pouze dvě (Wielki a Mały Staw), které ale už leží na území Polska. Dále se zde nachází i periglaciální reliéf, a to polygonální půdy, kamenná moře, mrazové sruby, mrazové srázy, pseudokary a mrazové pukliny. Reliéf vzniklý sopečnou činností u nás tvoří především pohoří (Doupovské hory, České středohoří, Nízký Jeseník a Chebská pánev) (Demek, 1987).

4.5.3 Hydrologické poměry

Voda je tepelný kondenzátor. Pro tvorbu konvekce je množství vody v půdě téměř zásadní. Tam, kde je půda vlhká, vzniká konvekce podstatně později než nad povrchem sušším. Česká republika se nachází na hlavním evropském rozvodí (vrchol Klepý, 1 143 m n. m.), voda je tudíž doplňována pouze srážkami. Voda z povrchu stéká do Černého, Baltského a Severního moře. Množství vody je regulováno především výparem, geologickými a hydrogeologickými poměry, morfologií reliéfu, charakterem půd a vegetací.

Návětrné strany Moravskoslezských Beskyd, Hrubého Jeseníku, Kralického Sněžníku a Krkonoš jsou podle hodnoty specifického odtoku nejvlhčími oblastmi u nás. Naopak nejsušší oblasti jsou dolní Povltaví a Polabí. Hlavní zdrojem vody na horách je voda z tajícího sněhu, v nižších polohách poté srážky dešťové. Nejvyšší vodnost mají české řeky v březnu a nejnižší v srpnu.

Podzemní puklinová voda se více vyskytuje všeobecně na horách nebo v tektonicky porušených oblastech (Novohradské hory, Chebsko). Příznivější podmínky má podzemní voda průlinová, které jsou v České republice poměrně vysoké zásoby. Významné jsou i minerální prameny v Karlových Varech, Mariánských Lázních, Františkových Lázních, Teplicích, České křídové tabuli, Poděbradech, Pardubicích a Broumově.

Česká republika je všeobecně oblast chudá na jezera. Jezera se vážou hlavně na horské zalednění a nivy větších řek. Jako příklad můžeme uvést již zmíněná karová jezera na Šumavě, jezera hrazená (Mladotické), fluviální (Votoka, Kutnar), krasová (Macošské) a jezera na rašeliništích (Rejvíz). Rašeliniště a slatiniště činí na našem území 23 000 ha. Rašeliniště se vyskytují především v Krkonoších, Hrubém Jeseníku, Krušných a Jizerských horách. Slatiniště na Třeboňsku a Litovelském Pomoraví.

Významnou tradici mají v České republice rybníky a vodní nádrže. Mezi největší a nejznámější oblasti patří Třeboňská pánev, Lnářsko-Blatensko, Polabí, Českomoravská vrchovina, povodí horní Odry a dolní Dyje a Českobudějovická pánev. Rybníky tvoří 49 000 ha z celkové plochy ČR. Největší rybníky jsou v jižních Čechách a mají více než 200 ha. Celkově se v České republice vyskytuje 21 000 rybníků.

V roce 2003 bylo na našem území 115 vodních nádrží. Nejrozlehlejší jsou Lipno (4 870 ha) a Orlík (2 731 ha) ležící na řece Vltavě. Dále nádrž Švihov (1 670 ha) na řece Želivce, Nové mlýny (1 668 ha) a Nechranice (Vlček, 1984).

4.5.4 Půdní poměry

Půdní pokryv u nás ovlivňují především klimatické a biotické podmínky, matečná hornina, podzemní voda, reliéf a člověk. Nejčastějším typem půd v České republice jsou kambizemě pokrývající až 55 % povrchu. Negativní vliv na termickou konvekci mají půdy hydromorfní, především fluvizemě, pseudogleje, gleje a organozemě (viz kap. 4.2.3).

Podle (Kozák, 2009) lze v Čechách rozlišit tři hlavní pedogeografické oblasti. První oblastí jsou holocenní nivy a pleistocenní terasy (fluvizemně, regozemně, kambické arenosoly). Půdy vyskytující se v nivách nejsou vhodné pro vznik konvekce. Veškeré teplo je totiž spotřebováno k ohřevu vody obsažené v půdě a k jejímu výparu. Druhou oblastí jsou tabule a pahorkatiny s kvartérním a terciérním pokryvem (černozemně, černice, hnědozemně, luvizemě, smonice a pseudogleje). Tyto půdy se většinou vyskytují v nížinách až pahorkatinách ve více humidním klimatu. Výjimkou jsou pseudogleje, které se tvoří v zamokřených sníženinách. Poslední pedogeografickou oblastí jsou vrchoviny a hory se zvětralinovým pláštěm (kambizemně, podzoly a rankery). Většina přírodních půdních typů je ale pokrytá vegetací, která má konečný vliv na vznik konvekce. Holé půdy jsou většinou antropogenního původu a jsou zemědělsky využívané. Například zorané suché pole je oblast termicky velice aktivní.

5 Výsledky

5. 1 Konkrétní případy letišť v ČR

V této kapitole jsou popsané vybrané oblasti, které navrhli sami piloti českých aeroklubů, jako méně vhodné pro vznik termické konvekce. Dále jsou zde vypsány stručné popisy okolí letišť a objektů zapříčiňujících slabou termickou konvekci. Popisy jsou vypsány na základě odpovědí z dotazníku, na který odpovědělo 66 % respondentů létajících více než deset let, a pouhých 10 % méně než 5 let. Většinu dat tak poskytli více zkušení piloti.

Letiště Brno – Medlánky

Letiště se nachází v severní části okresu Brno - město. Terén je převážně kopcovitý (samo letiště je situováno mezi kopci) s hustší zástavbou hlavně v jižním a severovýchodním směru (Brno, Tišnov, Kuřim, Adamov, Blansko). Zhruba 20 km na sever začíná kopcovitý terén s výškou 500 až 600 m n. m.

Slabá termická konvekce se zde projevuje nad Brněnskou přehradou (259 ha), hlavně v první polovině roku. Dalšími objekty způsobujícími slabou termickou konvekci jsou, Medlánecký kopec, řeka Svratka, a tamní golfové hřiště. Větší vzdálenost na sever od letiště pak i propast Macocha. Naopak aktivní konvekce se tvoří nad kamenolomem Čebín a nad Maloměřickým seřaďovacím nádražím.

Letiště Česká Lípa

Kopcovitý terén zde přechází v roviny na jihu. Tvorbu termické konvekce v okolí letiště limituje především velká vodní plocha Máchova jezera (284 ha).

Letiště Hodkovice nad Mohelkou

Okolí letiště je velmi pestré a členité. Vliv na konvekci mají Jizerské hory, Ještědský hřeben, Černá studnice a četné roviny. Slabá termická konvekce může nastat v závětří Ještědského hřebenu při nevhodném směru větru.

Letiště Hranice

Letiště obklopuje mírně kopcovitý terén. Dominantou tohoto území je plochá pahorkatina, Moravská brána, která se projevuje jako dýza. Urychluje přízemní vítr natolik, že je termická konvekce mnohdy nevyužitelná. Termicky slabá oblast je i Haná. Na sever od letiště vystupují Oderské vrchy a na jih Předhůří Hostýnských vrchů.

Při proudění vzduchu od Ostravy občas přivane vítr velké množství prachu, který oslabí sluneční svit natolik, že konvekce téměř nefunguje.

Letiště Chomutov

Letiště se nachází na hranici členitých svahů Krušných hor a víceméně v ploché Podkrušnohorské pánvi, v níž probíhá povrchová těžba hnědého uhlí. Letiště je obklopeno městem, za kterým hned následují kopce a podél úpatí Krušných hor povrchové doly. Prašnost z povrchových dolů je jedna z limitujících podmínek pro vznik stoupavých termických proudů v této oblasti. Další negativní vliv má přehrada Nechranice.

Letiště Chotěboř

Letiště je umístěno v mírném kopci a zástavba je vzdálena 350 m. Nejbližší terén je mírně zvlněný s průměrnou výškou 600 m n. m. Nejlepší podmínky pro termickou konvekci jsou vždy východním směrem od letiště, kde se nachází velké pásy lesů. Zbylé okolí bývá termicky slabší.

Letiště Jaroměř

Toto letiště je umístěné v rovině, která způsobuje pozdní nástup termické konvekce. Hory se nacházejí ve vzdálenosti 50 km. Při severovýchodním proudění, které bývá pro tvorbu konvekce výhodné, je ale limitujícím faktorem závětří Orlických hor. Přehrada Rozkoš (1001,25 ha) má určitý negativní vliv na vznik stoupavých termických proudů, ale její působení není nijak markantní.

Letiště Jeseník

Letiště je umístěno na náhorní plošině ve výšce 420 m n. m. Na jihozápadě je lemováno horským masivem s výškou kolem 1000 m n. m. (vrcholy Bílé skály, Zelený vrch a Sporný vrch) a na severovýchodě se terén otvírá do rovin v Polsku. Slabá termická konvekce se může projevit hlavně na závětrné straně hor. Negativně působí Nyská jezera a na podzim i horské proudění, které ale na druhou stranu může mít za následek vznik orografické vlny, která je pro plachtaře využitelná.

Letiště Liberec

Letiště Liberec leží mezi Lužickými a Jizerskými horami a reliéf v okolí je většinou kopcovitý. Nízká termická aktivita je opět v závětří hor. Negativní vliv na vznik konvekce může mít při nevhodném směru větru Ještědský hřeben.

Letiště Olomouc

Zde dominují bezlesé roviny, obdělávaná pole a středně hustá zástavba. Olomoucké letiště

je obecně piloty považované za termicky méně vhodné. To je způsobeno jeho umístěním v dolině mezi Českomoravskou Vrchovinou a Nízkým Jeseníkem.

Letiště Prostějov

Okolí letiště je spíše rovinaté, ale nedaleko směrem na západ se rozprostírá Drahanská vrchovina. Nízkou termickou konvekci způsobuje nedaleký vojenský autopark a stará cihelna. Piloti z tohoto letiště označili okolí letiště cca do 30 km všemi směry (kromě západu) za oblast se špatnými podmínkami pro vznik termické konvekce.

Letiště Příbram

Podmínky pro vznik termiky bývají velice dobré v okruhu 50 kilometrů. To i přes fakt, že v okolí se nachází soustava malých rybníků. Zhruba 10 km od letiště je Orlická přehrada (2545,54 ha), která ale není limitujícím faktorem pro vznik termické konvekce, jelikož leží v zalesněném údolí. Jinak příbramské letiště obklopuje spíše kopcovitý a bohatě zalesněný terén. Zástavba není hustá, největší města v okolí jsou Příbram a Dobříš. Jediným omezujícím faktorem jsou podmínky rovnováhy atmosféry.

Letiště Přibyslav

Vysočina bývá obecně oblastí s dobře se vyvíjející konvekcí a i na přibyslavském letišti tomu není jinak. Letiště obklopuje zvlněný a členitý reliéf s průměrnou nadmořskou výškou 500 m n. m. Dále pole, lesy a rybníky (Požární, Macedonský, Záchytný).

Špatné podmínky pro vznik termické konvekce jsou způsobené především zastíněním svahů některých kopců (Peperek a Rosička) a většími vodními plochami (Matějovský a Veselský rybník). Naopak výskytem stoupavých proudů se vyznačuje skládka odpadů u obce Rožnov nad Sázavou.

Letiště Rakovník

V okolí do 10 km se vyskytuje několik termicky aktivních míst (členité, náslunné, zalesněné svahy kopců, areály továren, rozlehlé asfaltové povrchy a tmavé střechy). Naopak sever od Rakovníka je ovlivněn při severozápadním proudění závětřím krušných hor a termika je zde spíše pasivní.

Letiště Raná u Loun

Letiště se nachází v kopcovitém terénu Českého Středohoří. Piloti z Rané sami označili toto letiště za termicky méně vhodné. Široká niva rozléhající se kolem řeky Ohře, způsobuje nízkou termickou konvekci. Naopak nad zdejším malým svahem se i při

stabilním teplotním zvrstvení ovzduší může vzduch poněkud prohřát, ale teplotní rozdíl je jen malý. Termika vystoupá několik desítek metrů nad kopec a tam se její pohyb zastaví.

Letiště Ústí nad Orlicí

Letiště je obklopeno kopcovitým terénem, poli, lesy a hustou zástavbou. Nízká termická aktivita se projevuje v severovýchodním cípu sídliště Ústí nad Orlicí, u kopce Vadětín a nad rozsáhlými lesy východně od letiště.

Letiště Vrchlabí

Letiště leží v kopcovitém terénu v průměrné výšce 500 m n. m. Je obklopeno ze severu pohořím Krkonoše, jinak poli, lesy, středně hustou zástavbou (nejblíže obec Lánov). Nízkou termickou konvekci způsobuje menší řeka Malé Labe, která protéká přímo u přistávací dráhy. V blízkosti letiště se pak nachází i Vrchlabský rybník. Velmi termicky aktivní je Lánovský kamenolom. Vrchlabské letiště je piloty označené za termicky méně vhodné.

5.2 Termicky méně vhodná letiště ČR

Na základě dotazníku byla za letiště termicky méně vhodná (taková, kde jsou horší podmínky pro vznik stoupavých termických proudů a termická konvekce zde bývá z dlouhodobého hlediska slabá nebo žádná) určena následující:

Tab. 7: Termicky méně vhodná letiště ČR

1.	Břeclav	7.	Jaroměř	13.	Letňany	19.	Roudnice
2.	Frýdlant	8.	Klatovy	14.	Mladá Boleslav	20.	Strakonice
3.	Hořice	9.	Kolín	15.	Most	21.	Šumperk
4.	Hranice	10.	Kroměříž	16.	Olomouc	22.	Vrchlabí
5.	Chomutov	11.	Kunovice	17.	Polička	23.	Vyškov
6.	Chrudim	12.	Kyjov	18.	Raná u Loun		

Podle výsledků Celostátní plachtařské soutěže jsou ale právě letiště Šumperk a Letňany nejúspěšnější v délce přeletu, což je v rozporu s názory dotazovaných pilotů. Je třeba vzít v úvahu, že jejich názory mohou být ovlivněny spíše subjektivním pocitem z počtů neúspěšných pokusů o dlouhé přelety než nevhodnými podmínkami, což je z pohledu psychiky pochopitelné.

Mezi další oblasti s horšími termickými podmínkami lze zařadit (vyhodnoceno na základě rozeslaného dotazníku):

Žatecko, Mostecko, Lounsko, okolí města Mariánské lázně, závětří Brd, okolí města Hořovice, Svitavy, mezi Poličkou a Moravskou Třebovou, nad Žďárskými vrchy, okolí Bouzova, Šumperská kotlina, Strakonice, Klatovy, Kroměříž, od Prachovských skal do Mladé Boleslavi, od Rychnova pod Kněžnou do Jaroměře, Haná, Boskovická brázda, Hornomoravský úval, Východo-labská tabule, Třebechovická tabule, Orlická tabule, roviny mezi Libochovicemi a Bezdězem, Okolí Olomouce – Mohelnice, Konice, Broumovské údolí.

6 Diskuze a shrnutí výsledků

V této práci byl vytvořen přehled podmínek a faktorů, které tlumí nebo přímo brání vzniku termické konvekce. Kapitola 3 má spíše obecný a rešeršní charakter o termické konvekci, jejím dělení podle různých kritérií, průběhu a vzniku. Dále byly z veškeré literatury (viz kap. 9) popisující termickou konvekci odvozeny situace, za kterých je termická konvekce slabá nebo žádná, což je uvedeno v kapitole 4. Výsledkem je souhrn konkrétních povrchů, jejich vlastností a určitých meteorologických podmínek, které mají negativní vliv na vznik termické konvekce. Kapitola 4 obsahuje i chod termické konvekce během dne a během roku a různé způsoby předpovědi slabé termické konvekce.

V kapitole 5 jsem provedla vlastní dotazníkové šetření určené především pro piloty a plachtaře. Výsledky z dotazníku jsou pouze doplňkové informace k předešlé rešerši. Otázky byly zaměřeny na důvody a příčiny slabé termické konvekce kolem letišť ČR. Je ale potřeba podotknout, že odpovědi pilotů jsou mnohdy ovlivněny subjektivním pocitem, špatnou zkušeností (viz Tab. 7), ale i rozdělením vzdušných prostorů nad Českou republikou (Příloha 6). Pro určení míst slabé termické konvekce z meteorologického hlediska nejspíš nemají větší význam, ale jako výstražné informace pro ostatní piloty jsou velice užitečné. Z odpovědí jsem shrnula (kap. 5.1) informace o terénu a okolí konkrétních letišť, která odpověděla na dotazník. Reakce na dotazník byly ze strany pilotů převážně pozitivní a některé aerokluby projevily i zájem o zveřejnění výsledků.

Průběh termické konvekce během dne a během roku určené z dotazníku (Obr. 11,12) se shoduje s literaturou (Sobíšek a kol., 1993; Dvořák, 2012; Pagen, 1992; Kopáček, Vykouk, 1981). Ohledně kapitoly 4.2.3., vztahující se k barvě povrchu platí, že čím je povrch světlejší, tím je sluneční záření více odráženo zpět do atmosféry. Na obrázku 7 jsou zvýrazněny světlé plochy, které mohou identifikovat vyšší odraz slunečního záření a tím i horší podmínky pro vznik termické konvekce. Takovými světlými plochami mohou být větší průmyslové objekty, které ale na druhou stranu vytváří umělé teplo a konvekce je nad tímto objektem výraznější než v okolí (například automobilka v Mladé Boleslavi).

Lze tedy tvrdit, že slabá termická konvekce a výskyt klesajících termických proudů je v České republice poměrně častý jev, závislý na mnoha faktorech a podmínkách. Protože se počasí mění někdy i z hodiny na hodinu, je velice těžké určit a zmapovat konkrétní místa slabé termické konvekce. Je ale možné popsat situace a oblasti za jakých je tento jev nejběžněji pozorován, a na základě těchto informací pak plánovat nejoptimálnější trasu letu.

7 Závěr

Předkládaná práce se zabývá termickou konvekcí v atmosféře, její klasifikací, vznikem, průběhem a předpovědí. Hlavním cílem bylo vytvořit souhrn všech faktorů a podmínek determinujících slabou nebo žádnou termickou konvekci a podle nich pak přibližně lokalizovat výskyt sestupných proudů. Tato práce by měla mít největší přínos pro sportovní piloty létající nad Českou republikou a měla by zvýšit informovanost pilotů při létání v termických proudech.

Při porovnání rešerše (kap. 3, 4) a výsledků z dotazníkového šetření (kap. 5) se většina tvrzení shoduje. Jak již bylo zmíněno v diskuzi, výsledky z dotazníku jsou často ovlivněny mnoha dalšími faktory, které se netýkají meteorologie. Pro sportovní piloty mají ale i tyto faktory velký význam. Informace získané dotazníkovým šetřením by mohly být podkladem pro budoucí zmapování určitých lokálních objektů, které negativně ovlivňují vznik termické konvekce.

Závěrem lze říci, že slabá termická konvekce je v České republice nejvíce ovlivněna množstvím slunečního záření a typem povrchu. Slabé termické podmínky jsou především v zimě, kdy je povrch pokrytý sněhem, dále při zatažené obloze nebo dešti. Nejméně vhodné pro vznik termické konvekce jsou v České republice světlé, mokré nebo vlhké a málo členité povrchy. Například oblasti rybníků, vodních nádrží, bažin, podmáčených půd, světlých antropogenních povrchů a rozlehlých, málo členitých polí či listnatých lesů. Určení jejího výskytu lze z části předpovědět pomocí matematických modelů a měření, ale velmi důležitou složkou jsou ve sportovním letectví i vlastní zkušenosti.

8 Literatura

AMBAUM, M. H. (2010): Thermal physics of the atmosphere. Wiley, Hoboken, New Jersey, 239 s.

ARCDATA PRAHA (2003): ArcČR 500 verze 2.0. Digitální geografická databáze. Praha, 2003.

BEDNÁŘ, J. (1989): Pozoruhodné jevy v atmosféře. 1. vydání, Academia, Praha, 236 S.

BERGMAN, T. L. a kol. (2011): Fundamentals of heat and mass transfer. 7. vydání, John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey, 782 s.

BRANDT, R. L. (1938): Formation of thermal air currents. United states patent office, New York.

BRÁZDIL, R., MUCHA, L., OKÁČ, Z. (1984): Matematická geografie. 1. vydání, Nakladatelství technické literatury, Praha, 273 s.

BRUMEISTER, L. C. (1983): Convective heat transfer. 1. vydání, Wiley – Interscience, New York, 805 s.

ČAPEK, R. (2001): Matematická geografie. 2. vydání. Karolinum, Učební texty (Karlova Univerzita v Praze), Praha, 85 s.

DEMEK, J. (1965): Geomorfologie českých zemí, Nakladatelství ČSAV, Praha, 335 s.

DEMEK, J. (1987): Obecná geomorfologie. 1. vydání, Academia, Praha, 475 s.

DEMEK, J. (2006): Zeměpisný lexikon ČR - Hory a nížiny. AOPK a VÚKOZ, Praha, 582 s.

DVOŘÁK, P (2006): Letecká meteorologie. In: kolektiv autorů (2006): Učebnice pilota. 1. vydání, Svět křídel, Praha, 696 s.

DVOŘÁK, P. (2008): Počasí takřka populárně. 1. vydání, Svět křídel, Cheb, 224 s.

DVOŘÁK, P. (2009): Zlepšení metod předpovědi termické konvekce pro účely letecké meteorologie. Rigorózní práce. Katedra meteorologie a ochrany prostředí. Matematicko-fyzikální fakulta. Univerzita Karlova v Praze, Praha, 211 s.

DVOŘÁK, P. (2012): Termika. 1. vydání, Svět křídel, Příbram, 304 s.

EMANUEL, K. A. (1994): Atmospheric convection, Oxford University Press, 580 s.

FAIRBRIDGE, R. W., OLIVER, J. E. (1987): The encyclopedia of climatology. 16. vydání, Reinhold, New York, 986 s.

GHIAASIAAN, M. S. (2011): Convective heat and mass transfer. 1. vydání, Cambridge University Press, Cambridge, 406 s.

GLEICK, P. H. (2011): Encyclopedia of Climate and Weather. 2. vydání, Oxford University Press, New York, 479 s.

GÜNTER, D. R. (1999): Wetterkunde für alle. 1. vydání, BLV Verlagsgesellschaft, Mnichov, 296 s.

IQBAL, M. (1983): An Introduction to Solar Radiation. Academic Press Canada, Ontario, 387 s.

KDÉR, F. (1975): Pokračovací výcvik plachtaře. 2. vydání, MODELA, ÚV Svazu pro spolupráci s armádou, Praha, 112 s.

KDÉR, F. a kol. (1980): Učebnice sportovního letce. 2. vydání, Naše vojsko, Praha, 440 s.

KOLÁŘ, J. (1990): Dálkový průzkum země, SNTL, Praha, 176 s.

KOPÁČEK, J., VYKOUK, V. (1981): Meteorologie pro piloty závěsných kluzáků. Ústřední výbor Svazu pro spolupráci s armádou, Praha, 62 s.

KOZÁK, J. a kol. (2009): Atlas půd České republiky. Ministerstvo zemědělství ve spolupráci s ČZU, Praha, 149 s.

LESTER, P. F. (1997): Aviation weather. Jeppesen, Englewood, Colorado, 480 s.

LUCKIESH, M. (1922): The book of the sky, George Allen & Unwin Ltd., London, 236 s.

MARCELLO, L. (2009): Thermal convection: patterns, evolution, and stability. Wiley, Hoboken, New Jersey, 670 s.

MAREK, L. (2011): Charakteristiky konvekčního prostředí a jejich porovnání. Bakalářská práce. Karlova Univerzita v Praze, Fakulta přírodovědecká, Praha, 68 s.

MCCREADY, P. B. (1955): High and low elevations as thermal source regions, Weather, 10, č. 2, s. 35–40.

PAGEN, D. (1992): Understanding the sky. 1. vydání, vydavatelství, Mingoville, Pensylvánie, 280 s.

PARCZEWSKI, W. (1953): Meteorologia szybowcowa. Wydawnictwo Ligii Lotniczej, 244 s.

PECHALA, F., BEDNÁŘ, J. (1991): Příručka dynamické meteorologie. Academia, Praha, 372 s.

PIGGOT, D. (1958): A Hand book for sparing flight, 1. vydání, A. and C. Black Ltd., London, Velká Británie, 259 s.

PLOS, R. a kol. (2010): Paragliding, moderní učebnice létání s padákovými kluzáky. Svět křídel, Cheb, 231 s.

PROKOP, M., ČERNOCH, I., KOSTKA, O., HÁZA, L., KOPÁČEK, J., KOLDOVSKÝ, M., HORÁK, J., FORCHTGOTT, J., (1960): Meteorologie pro sportovní letce. Naše vojsko, Svaz pro spolupráci s armádou, Praha, 235 s.

ŘEZÁČOVÁ, D., NOVÁK, P., KAŠPAR, M., SETVÁK, M. (2007): Fyzika oblaků a srážek. Academia, Praha, 576 s.

SKŘEHOT, P. (2008): Velký atlas oblaků. 1. vydání, Albatros Media, Praha, s. 368.

SOBÍŠEK, B. a kol. (1993): Meteorologický slovník výkladový a terminologický. 1. vydání, Academia, Ministerstvo životního prostředí, Praha, 594 s.

TOLASZ, R. a kol. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a UP v Olomouci, 1. vydání, vydavatelství UP v Olomouci, Olomouc, 255 s.

TOMÁŠEK, M. (2007): Půdy České republiky. 4. vydání, Česká geologická služba, Praha, 68 s.

VLASÁK, V., BARTL, V. (1948): Příručka pro sportovní letce. 1. vydání, Josef Paul, Praha, 249 s.

VLČEK, V. (1984): Zeměpisný lexikon ČSR - Vodní toky a nádrže. 1. vydání, Academia, Praha, 315 s.

WALLINGTON, C. E. (1961): Meteorology for Glider Pilots. Unwin Brothers Ltd., London, Velká Británie, 284 s.

WALA, T. a kol. (1982): Metodika výcviku na kluzácích. 1. vydání, MODELA, Ústřední výbor Svazu pro spolupráci s armádou, Praha, 223 s.

Internetové zdroje

AeČR (2007): Aeroklub České republiky. Dostupné z: http://www.aecr.cz/ [15. 4. 2014]

AEROWEB (2006): Jak to vlastně je s tím aerologickým diagramem?. Dostupné z: http://www.aeroweb.cz/clanek.asp?ID=183&kategorie=29 [6. 4. 2014]

CENIA (2012): Česká informační agentura o životním prostředí. Dostupné z: http://www1.cenia.cz/www/ [15. 3. 2014]

CPS (2014): Celostátní plachtařská soutěž. Dostupné z: http://www.cpska.cz/public/index3.php [23. 3. 2014]

ČHMÚ (2014): Český hydrometeorologický ústav. Dostupné z: http://www.chmi.cz [15. 4. 2014]

ČÚZK (2010): Český ústav zeměměřický a katastrální. Zabaged. Dostupné z: http://www.cuzk.cz/Zememerictvi/Geograficke-podklady/Geograficke-podklady.aspx [6. 4. 2014]

FAI – gliding. Dostupné z: http://www.fai.org/gliding/ [3. 3. 2014]

FLYMET (2014): Dostupné z: http://flymet.meteopress.cz/ [2. 5. 2014]

INFOMET (2014): Český hydrometeorologický ústav. Dostupné z: http://www.infomet.cz/ [18. 4. 2014]

Mapy.cz, s.r.o. (2014): Mapy.cz. Dostupné z: http://www.mapy.cz/ [26. 3. 2014]

MDČR (2006): Ministerstvo dopravy České republiky, Letecká doprava. Dostupné z: http://www.mdcr.cz/cs/Letecka_doprava/letecka_doprava.htm [15. 4. 2014]

METEOWEB (2014): Dostupné z: http://www.meteoweb.cz/?x [7. 4. 2014]

LAA (2010): Letecká amatérská asociace ČR. UL1 - Pravidla provozu sportovních létajících zařízení. Dostupné z: http://www.laacr.cz/SiteCollectionDocuments/predpisy/UL1.pdf [15. 4. 2014]

ŠEBESTA, Z. (2008): Aerologický diagram – co v něm všechno najdeme. Dostupné z: (http://www.letiskoholic.sk/letiste/view.php?nazevclanku=aerologicky-diagram

9 Přílohy

Příloha 1: Dotazník – Termické podmínky v okolí letišť ČR

Termické podmínky v okolí letišť ČR

Jsem studentka 3. ročníku Karlovy Univerzity v Praze oboru Geografie a kartografie. Nyní zpracovávám bakalářskou práci na téma – Faktory podmiňující špatné termické podmínky v České republice. Jedenácti stručnými otázkami jsem chtěla požádat plachtaře, vlekaře a piloty z aeroklubů v České republice o zkušenosti a postřehy při jejich leteckých výpravách.

1. Lokalizace aeroklubu (město)

2. Letecká praxe

- ☐ méně než 5 let
- ☐ 5 - 10 let
- ☐ více než 10 let

3. Popište okolí vašeho letiště (kopcovitý terén, rovina, zástavba atd.)

4. Letiště, která jsou podle vašeho názoru termicky nevhodná (v jejich okolí nejsou dobré podmínky pro utvoření termiky)?

5. Je v okolí vašeho letiště nějaký objekt, který značně způsobuje nízkou termickou konvekci? (např. větší vodní plocha, žumpa, nepříznivý reliéf atd.)

6. Setkal/a jste se někdy při letu s nečekanými sestupnými proudy? Pokud ano, tak napište kde a čím to mohlo být způsobeno.

7. Nachází se v okolí vašeho letiště nějaký větší objekt, který zastiňuje povrch tak, že to ovlivňuje tvorbu termických stoupavých proudů?

8. Čím je u vás nejvíce ovlivněna plachtařská sezóna? (teplotou, srážkami, sněhovou pokrývkou…)

9. Který měsíc v roce je u vás nejbohatší na tvorbu termiky?

10. Která denní doba je u vás termicky nejlépe využitelná?

11. Prostor pro vaše zkušenosti se špatnými termickými podmínkami a sestupnými termickými proudy (z okolí vašeho letiště, ale i z cizích letišť, které jste navštívil/a).

Příloha 2: Seznam aeroklubů oslovených dotazníkem		
1. AK Benešov	29. AK Jindř. Hradec	56. AK Praha-Letňany
2. AK Beroun	30. AK Josefa Františka	57. AK Prachatice
3. AK Brno - Medlánky	31. AK Karlovy Vary	58. AK Prostějov -
4. AK Brno - Slatina	32. AK Kladno	59. AK Příbram
5. AK Broumov	33. AK Klatovy	60. AK Přibyslav
6. AK Břeclav	34. AK Kolín	61. AK Rakovník
7. AK Česká Lípa	35. AK Kralupy	62. AK Raná u Loun
8. AK Česká Třebová	36. AK Krnov	63. AK Roudnice n/L
9. AK Hosín	37. AK Kroměříž	64. AK Skuteč
10. AK Dačice	38. AK Křižanov	65. AK Slaný
11. AK Dvůr Králové	39. AK Kunovice	66. AK Soběslav
13. AK Frýdlant n/Ostr.	40. AK Kyjov	67. AK Staňkov
14. AK Havlíčkův Brod	41. AK Letkov	68. AK Strakonice
15. AK Hodkovice	42. AK Letňany	69. AK Šumperk
16. AK Holešov	43. AK Liberec	70. AK Tábor
17. AK Holíč	44. AK Mariánské Lázně	71. AK Tachov
18. AK Hořice	45. AK Mladá Boleslav	72. AK Točná
19. AK Hořovice	46. AK Most	73. AK Toužim
20. AK Hranice	47. AK M. Třebová	74. AK Ústí nad Orlicí
21. AK Hronov	48. AK Nové Město n/M	75. AK Vlašim
22. AK Chomutov	49. AK Olomouc	76. AK Vrchlabí
23. AK Chotěboř	50. AK Otrokovice	77. AK Vysoké Mýto
24. AK Chrudim	51. AK Podhořany	78. AK Vyškov
25. AK Jaroměř	52. AK Plasy	79. AK Zábřeh
26. AK Jeseník	53. AK Plzeň Bory	80. AK Zbraslavice
27. AK Jičín	54. AK Plzeň Letkov	81. AK Žamberk
28. AK Jihlava	55. AK Polička	

Příloha 3: Albedo různých povrchů na Zemi			
Typ povrchu	**Albedo (%)**	**Typ povrchu**	**Albedo (%)**
Voda	8	Asfalt	9–18
Voda (v zimě, rovník)	6	Zástavba	14–22
Voda (v zimě, 30° z. š.)	9	Fotovoltaický panel	20–25
Voda (v zimě, 60° z. š.)	21	Beton	17–27
Voda (v létě, rovník)	6	Silnice	5–10
Voda (v létě, 30° z. š.)	6	Parkoviště	10–15
Voda (v létě, 60° z. š.)	7	Cihly	32–74
Led / moře	30–40	Zastřešení	12–14
Sníh (čerstvý)	75–95	Dlaždice	15–35
Sníh (starší)	40–70	Cumulus	70–90
Louka	10–20	Stratus	59–84
Obilné pole	15–25	Altostratus	39–59
Kukuřice	15–20	Cirrostratus	44–50
Rýže	12	Půda (tmavá)	5–15
Žito	13–18	Půda (vlhká, šedá)	10–20
Pšenice	13–25	Půda (suchý jíl, šedá)	25–35
Louka	10–20	Půda (suchá, světlá)	25–45
Strniště	12–17	Písek (suchý)	35–45
Borové lesy	9	Písek (mokrý)	20–30
Vřesoviště	10		
Plodiny	15–25		
Tráva	15–25		

Zdroj: Fairbridge, Oliver (1987); Iqbal (1983)

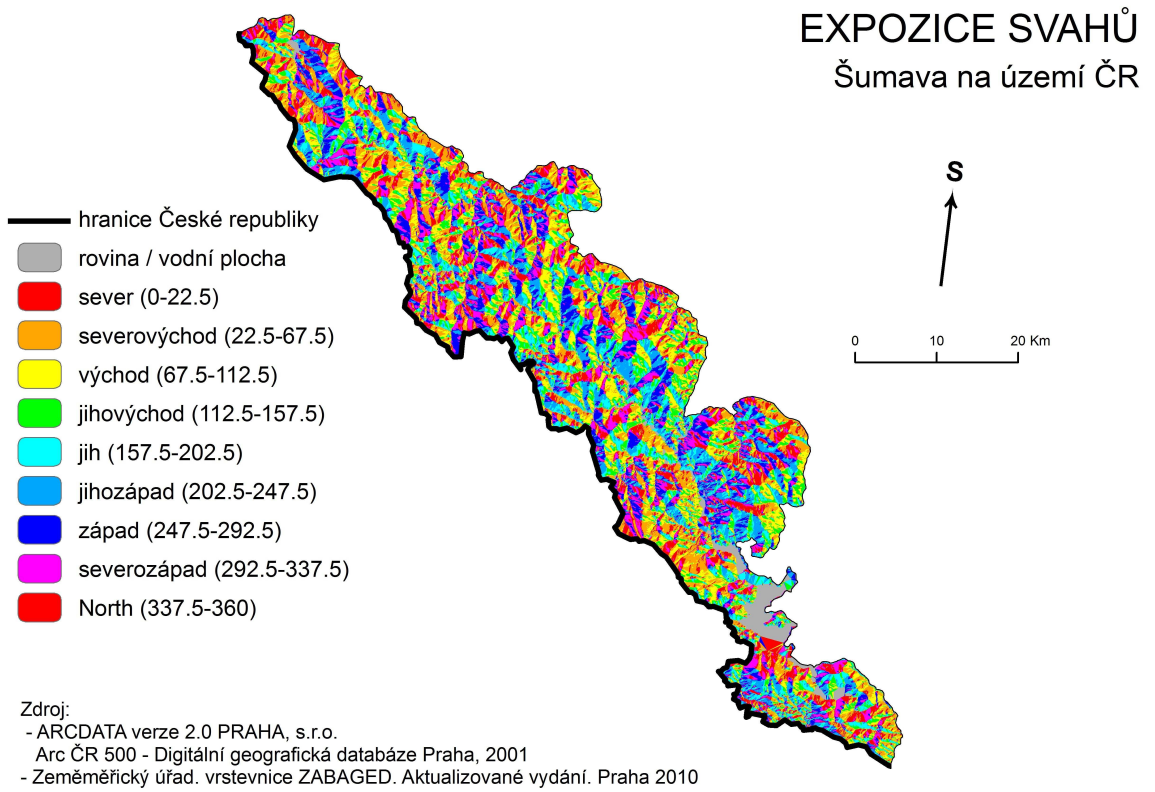
Příloha 4. Vodní toky a vodní plochy nacházející se do 3 km od letišť ČR

Letiště	Vodní tok	Vodní plocha
Benešov	Pohořský p.	Nesvačilský, Splavský, Semovilský ryb.
Bohuňovice	Trusovický p.	
Brno/Medlánky	Svratka	Brněnská přehrada
Brno/Tuřany	Svratka	
Broumov	Stěnava	Cihelný ryb.
Břeclav	Dyje	
Bubovice	Loděnice	Petrlánek, Špirkův ryb.
Černovice	Černovický p.	Váberov, Horní, Dolní Švejcar, Chrástecký ryb.
Česká Lípa	Robečský p.	Novozámecký ryb.
Dvůr Králové	Labe	Ježkův ryb.
Erpužice	Mže, Erpužický p.	
Frýdlant	Ostravice	
Havlíčkův Brod	Sázava	Žabinec
Hodkovice	Metuje	
Holešov	Rusava	Doubravický, Pláňavský, Svárovský ryb.
Hořice	Bašnický p.	Dobrovodský, Cukrovarský, Újezdský ryb.
Hořovice	Červený p.	Žebrácký, Lázeňský ryb.
Hosín	Vltava	Chyňavský ryb.
Hradec Králové	Labe	Písník, Správčický písník
Hranice	Bečva	Tofa, Pískáč
Choceň	Loučná	Netušil, Rutný, Malý Chobot
Chomutov	Chomutovka	Velký Otovický ryb., Kamencové jezero
Chotěboř		vodní nádrž Břevnice
Chrudim	Chrudimka	Červený, Kozojedský ryb.
Jaroměř	Stará Metuje	Starý ples
Jičín	Trnávka	Bonda, Hlíza, Dvorecký, valtický ryb.
Jihlava	Jihlava	U Stěny, Přibylův, Prostřední ryb.
Jindřichův Hradec	Nežárka	Prostřední polívka, Pazderna, Kadalovec
Karlovy Vary	Teplá	Kolovksý ryb.
Kladno	Loděnice	Hrázský ryb.
Klatovy	Úhlava	Nový ryb.
Kolín	Polepka	
Krnov	Opava	Petrův ryb.
Kroměříž	Morava	Svárovský, Doubravický, Pláňavský ryb.
Křižanov		Křížovník, Laškovský, Plaňkovaný, Osovec, Kadolecký ryb.
Kříženec	Sedlecký p.	Cimovalník, Velký Příkop
Kunovice	Olšava, Morava	Ostrožská jezera
Kyjov	Kyjovka, Horuškovice	
Letkov	Úslava	Zatopený lom u Letkova
Letňany	Červenomlýnský p.	
Liberec	Lužická Nisa	
Líně	Radbuza	Volský a Líňský ryb.
Mariánské Lázně	Kosí p.	Regent, Senný, Zaječí, Horní, Prostřední, Dolní ryb.

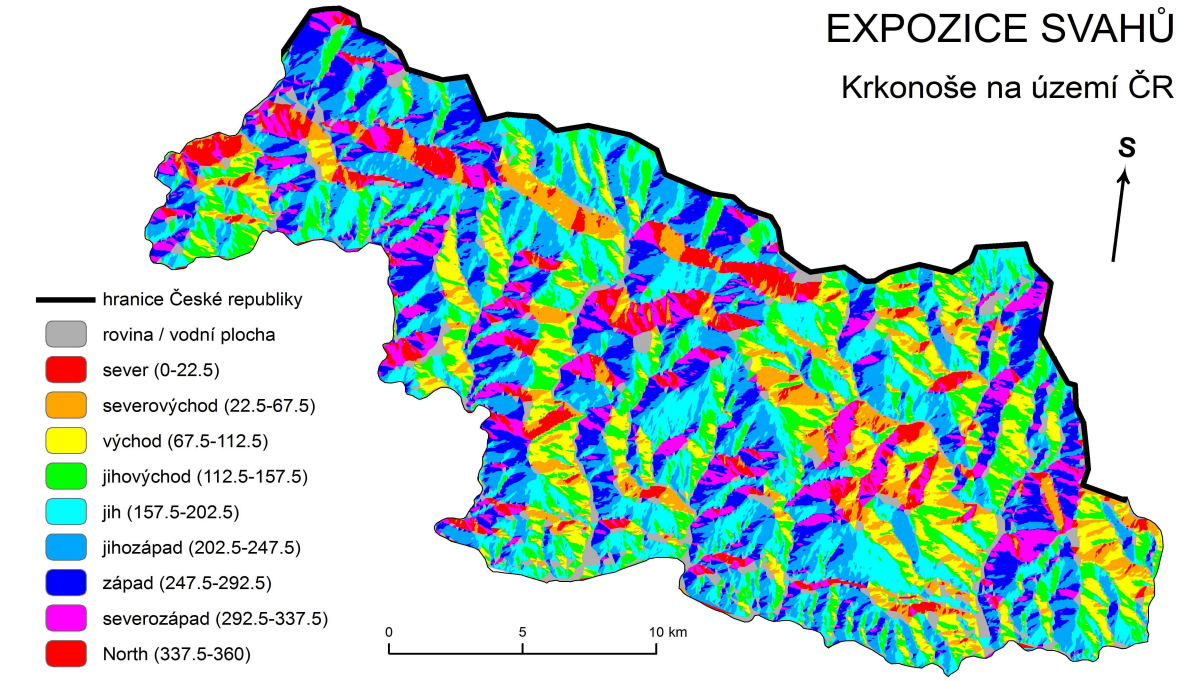
Mikulovice	Bělá	
Mladá Boleslav	Jizera	
Mnichovo Hradiště	Jizera	Žabakor
Moravská Třebová	Bílý p.	
Most	Bílina	Jezero Most, Venuše
Nové Město	Metuje	Vodní nádrž Rozkoš
Olomouc	Stouska	
Ostrava/Mošnov	Odra, Lubina	Kačák, Kotvice, Karlův, Nový ryb.
Otrokovice	Morava, Dřevnice	jezero Stará Morava
Panenský Týnec	Úherecký p.	
Pardubice	Labe	
Plasy	Střela	Plaský ryb.
Podhořany	Mlýnský p.	ryb. Na Novém Dvoře
Polička	Jalový p.	
Praha/Ruzyně	Kopaninský p.	Džbán
Prostějov	Valová	vodní nádrž Plumlov
Přerov	Bečva	Donbas, Skašovský, Křenovský, Hradecký ryb.
Příbram	Kotenčický p.	Hořčička, Nelibocký, Padrť, Chlumský ryb.
Přibyslav	Sázava	Brigádník, Remízek, Macedonský ryb.
Rakovník	Rakovnický p.	
Raná u Loun	Hrádecký p.	
Roudnice n. L.	Labe	
Sazená	Bakovský p.	
Skuteč	Žejbro	Daletický, Dolívecký ryb.
Slaný	Šternberský p.	Velký slánský, Blahotický ryb. II
Soběslav	Lužnice	Švadlačky, Nadýmač
Staňkov	Radbuza	Strachotín
Stichovice	Romže	Vodní nádrž Plumlov
Strakonice	Otava	Velký přešťovický, Silniční, Rovenský ryb
Strunkovice	Blanice, Zlatý p.	Maloborský, Protivecký ryb.
Šumperk	Desná	Vodní nádrž Krásné, Benátky, Velký ryb.
Tábor	Lužnice	Nový Kravín, Starý Kravín, Jezero
Točná	Vltava	
Toužim	Střela	Úvitský, Podzámecký ryb.
Ústi nad Orlicí	Tichá Orlice	
Velké Poříčí	Metuje	Homolka I, Homolka II
Vlašim	Blanice	
Vodochody	Vltava	
Vrchlabí	Labe, Malé Labe	Vrchlabský ryb.
Vysoké Mýto	Svařenka, Loučná	
Vyškov	Haná	
Zábřeh	Opava	Nezmar, Bobrov
Zbraslavice	Hodkovský p.	Starý, Spálený, Olšový ryb.
Znojmo	Dyje	
Žamberk	Divoká Orlice	Zámecký, Hedvíkovický ryb.

Zdroj: www.mapy.cz

Příloha 5: Expozice svahů vybraných pohoří v České republice



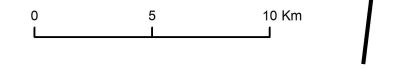
Zdroj:
- ARCDATA verze 2.0 PRAHA, s.r.o.
  Arc ČR 500 - Digitální geografická databáze Praha, 2001
- Zeměměřický úřad. vrstevnice ZABAGED. Aktualizované vydání. Praha 2010

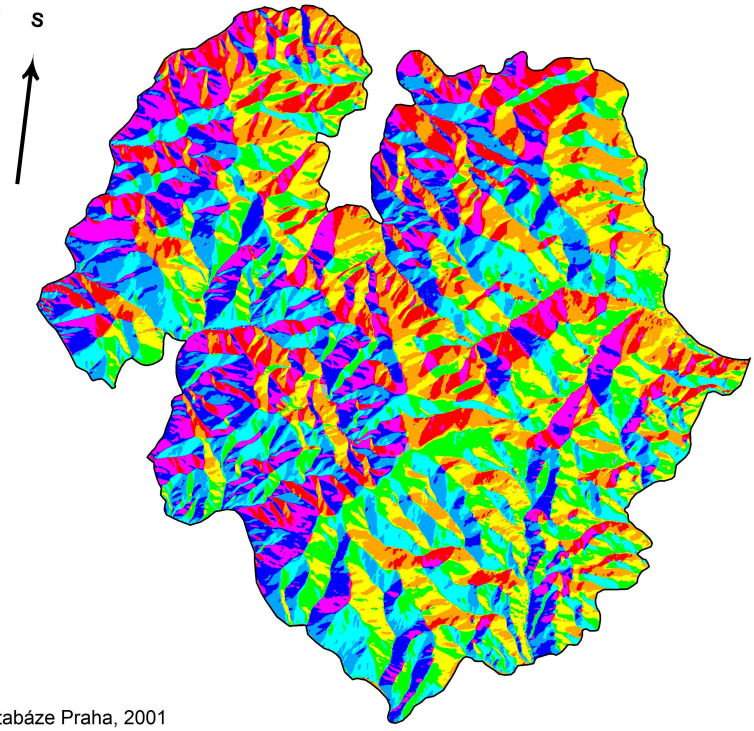


Zdroj:
- ARCDATA verze 2.0 PRAHA, s.r.o.
  Arc ČR 500 - Digitální geografická databáze Praha, 2001
- Zeměměřický úřad. vrstevnice ZABAGED. Aktualizované vydání. Praha 2010

EXPOZICE SVAHŮ

Hrubý Jeseník

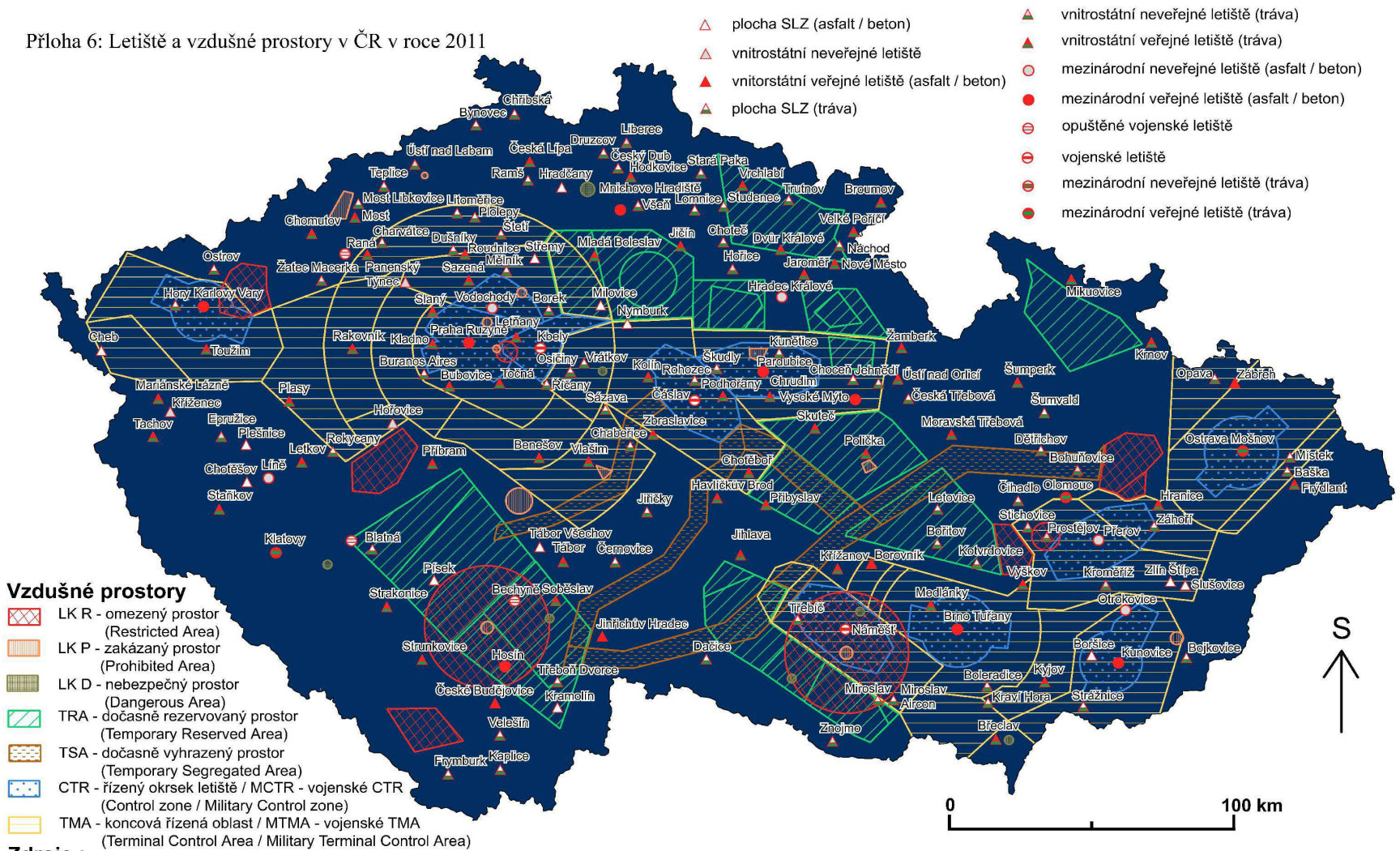




- rovina / vodní plocha
- sever (0-22.5)
- severovýchod (22.5-67.5)
- východ (67.5-112.5)
- jihovýchod (112.5-157.5)
- jih (157.5-202.5)
- jihozápad (202.5-247.5)
- západ (247.5-292.5)
- severozápad (292.5-337.5)
- North (337.5-360)

Zdroj:
- ARCDATA verze 2.0 PRAHA, s.r.o.
  Arc ČR 500 - Digitální geografická databáze Praha, 2001
- Zeměměřický úřad. vrstevnice ZABAGED. Aktualizované vydání. Praha 2010

Příloha 6: Letiště a vzdušné prostory v ČR v roce 2011



Zdroje :

- ARCDATA verze 2.0 PRAHA, s. r. o. Arc ČR 500 - Digitální geografická databáze Praha, 2001
- Databáze letišť 2011: Kompletní ucelený soubor aktuálních informací pro lety VFR. Praha: Avion. ISBN 80-86522-09-1.
- AeroWeb: pilotní školy na letištích. MARTIN KUBA. [online]. copyright, 2009 [cit. 2012-05-01]. Dostupné z: http://www.aeroweb.cz

Příloha 7: Česko-anglický slovník nejčastěji používaných pojmů		
Česky	**Anglicky**	**zdroj**
Adiabatický děj	Adiabatic process	Sobíšek a kol. (1993)
Aerologický diagram	Aerological diagram	Sobíšek a kol. (1993)
Bezoblačná konvekce	Convection in clear air Pure convection	Sobíšek a kol. (1993) Pagen (1992)
Buněčná konvekce	Cellular convection	Sobíšek a kol. (1993)
Hluboká konvekce	Penetrating convection	Sobíšek a kol. (1993)
Hustota	Density	Pagen (1992)
Hydrostatická rovnováha	Hydrostatic equilibrium	Gelick (2011)
Insolační konvekce	Insolation convection	Sobíšek a kol. (1993)
Instabilita	Instability	Gleick (2011)
Inverze	Inversion	Gleick (2011)
Klesající vzdušný proud	Descreasing air parcel	Pagen (1992)
Klesání	Sink	Pagen (1992)
Katabatický vítr	Katabatic wind	Gelick (2011)
Kondenzace	Condensation	Gleick (2011)
Kontaktní konvekce	Contact convection	Sobíšek a kol. (1993)
Konvekční (spouštěcí) teplota	Tigger temperature Convectiove temperature	Pagen (1992) Sobíšek a kol. (1993)
Křivka teplotního zvrstvení	Lapse rate profile Thermal stracification curve	Pagen (1992) Sobíšek a kol. (1993)
Latentní teplo	Latent heat	Gleick (2011)
Letecká meteorologie	Aviation meteorology	Lester (1997)
Mělká konvekce	Shallow convection	Sobíšek a kol. (1993)
Nasycená adiabata	Saturated adiabat	Sobíšek a kol. (1993)
Noční termická konvekce	Nocturnal thermal convection Evening thermal	Sobíšek a kol. (1993) Pagen (1992)
Oblak	Cloud	Gelick (2011)
Pokles	Subsidence	Gelick (2011)
Přenos tepla	Heat transfer	Gleick (2011)
Samovolná konvekce	Spontaneous convection Natural convection	Sobíšek a kol. (1993) Bergman (2011)
Slabá termická konvekce	Weak thermal convection	Lester (1997)
Stabilita	Stability	Gleick (2011)
Stavová rovnice		
Stoupání	Soaring / Lift	Pagen (1992)
Suchá adiabata	Dry adiabatic	Pagen (1992)
Teplota konvekční	Temperature of the convection	Sobíšek a kol (1993)

kondenzační hladiny	condensation level	
Teplota výstupné kondenzační hladiny	Temperature of lifting condensation ascendant	Sobíšek a kol. (1993)
Teplotní zvrstvení	Thermal stratification	Sobíšek a kol. (1993)
Termická konvekce	Thermal convection	Sobíšek a kol. (1993)
Termiky	Thermals	Pagen (1992)
Uspořádaná konvekce	Regular convection	Sobíšek a kol. (1993)
Vertikální teplotní gradient		
Volná konvekce	Free convection	Sobíšek a kol. (1993)
Vynucená konvekce	Forced convection	Bergman (2011)
Výpar	Evaporation Vapor	Pagen (1992) Gelick (2011)
Vzduchová částice	Air parcel	Gleick (2011)
Vztlak	Buoyancy	Pagen (1992)
Záření	Radiation	Sobíšek a kol. (1993)