

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra aplikované geoinformatiky a kartografie



Analýza povrchové teploty získané pomocí DPZ v České republice

Analysis of the surface temperature obtained from satellite data over the Czech Republic

Diplomová práce

Jiří Brázda

duben 2009

vedoucí diplomové práce: Doc.ing. Jan Kolář, CSc.

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou práci vypracoval sám a že jsem uvedl veškeré použité informační zdroje.

Praha 2009

.....

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu mé práce Doc.ing. Janu Kolářovi, CSc. za cenné rady a připomínky v průběhu zpracování této práce. Dále bych rád poděkoval celé své rodině za podporu v době studií. Poděkování patří také všem, kteří se podíleli na vzniku této práce.

Abstrakt

Hlavním cílem této práce je analýza povrchové teploty odvozené z družicových dat na území České republiky v roce 2008. Podkladem této práce jsou družicová data a jejich odvozené produkty o povrchové teplotě z MSG-2 (Meteosat druhé generace) a Modisu a data z klimatologických stanic Byňov, Husinec a Churáňov z oblasti jižních Čech. Práce se věnuje problematice odvození povrchové teploty a popisuje metody, které se používají při jejím stanovení. Povrchová teplota odvozená z družicových dat je porovnána se staničními teplotami (5 cm a 2 m nad zemským povrchem). Charakter staniční a družicové teploty je rozdílný, protože hodnota povrchové teploty z družicového měření se vztahuje k ploše o velikosti prostorového rozlišení družicového radiometru, zatímco staniční teplota je bodová. Z dat byly sestaveny křivky denního chodu teploty pro dny s minimálním výskytem oblačnosti. Podle výsledků se trend denního chodu povrchové teploty více přibližuje chodu teploty ve 2m než v 5cm. Dále byla vzájemně porovnána data o povrchové teplotě z vybraných družic. Data byla méně rozdílná v nočních hodinách.

Klíčová slova: povrchová teplota, MSG, Modis, Česká republika

Abstract

The aim of this paper is to analyse land surface temperature (LST) derived from satellite data in the area of the Czech Republic in 2008. Satellite data are used from MSG-2 (Meteosat Second Generation), Modis (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) and data from ground climatological stations at Byňov, Husinec and Churáňov in the south of the Czech Republic. This paper deals with questions of deriving LST and it describes methods, which are used by its derivation. Methods of derivation of LST from the satellite data used are described in more detail. LST is compared to ground temperatures (5 cm and 2 m above surface). The character of ground and satellite temperature is different because the value of LST refers to the area about spatial resolution of the satellite sensor, while the ground station's temperatures are in-situ. Curves of diurnal progress temperatures are created from the gained data for days with minimal cloud coverage. The results show that diurnal curves of surface temperature are more similar to diurnal curves of air temperature at 2 m than at 5 cm. Data from LST from selected satellites were compared to each other. The differences were smaller during night hours.

Key words: land surface temperature, MSG, Modis, Czech Republic

Obsah

Přehled použitých zkratků.....	7
Seznam obrázků a tabulek.....	8
1. Úvod.....	10
2. Problematika stanovení povrchové teploty.....	12
2.1. Fyzikální podstata odvození povrchové teploty.....	12
2.2. Vliv atmosféry.....	14
2.2.1. Maska oblačnosti.....	16
2.3. Zemský povrch.....	19
2.3.1. Emisivita povrchu.....	21
2.4. Geometrie snímání.....	23
2.5. Vliv radiometru.....	23
3. Algoritmy pro odvození povrchové teploty.....	25
3.1. Stanovení emisivity.....	25
3.1.1. TISI metoda.....	28
3.2. Stanovení povrchové teploty.....	29
3.2.1. Jedno-kanálové metody.....	29
3.2.2. Metody dělených oken.....	30
3.2.3. Multi-úhlová metoda.....	32
4. Popis použitých družicových dat.....	34
4.1. MSG.....	34
4.1.1. Popis kanálů přístroje SEVIRI.....	36
4.1.2. Odvození LST z dat MSG.....	38
4.1.3. Popis produktu LST.....	41
4.2. Modis.....	42
4.2.1. Odvození LST z dat Modisu.....	43
4.2.2. Popis produktu LST.....	47
5. Česká republika a povrchová teplota.....	50
5.1. Meteorologická situace v ČR v roce 2008.....	52
5.2. Vybrané meteorologické stanice.....	54
6. Postup zpracování dat.....	59
6.1. Porovnání dat z meteorologických stanic s družicovými daty.....	59
6.2. Porovnání družicových dat.....	61
6.2.1. Validace družicových dat.....	62
6.2.2. Navržení úpravy algoritmu LST.....	64
6.3. Použitý software.....	66
7. Vypracování.....	67
7.1. Porovnání teploty z pozemních stanic s LST.....	67
7.1.1. Křivky denního chodu teploty.....	70
7.2. Porovnání družicových dat.....	74
7.3. Úprava algoritmu LST pro Modis.....	77
8. Zhodnocení výsledků.....	81
8.1. Návrh dalšího postupu.....	86
9. Závěr.....	88
Použitá literatura.....	89
Přílohy.....	94

Přehled použitých zkratk

4A - Automatized Atmospheric Absorption Atlas
AATSR - Advanced Along-Track Scanning Radiometer
ASTER – Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
AVHRR - Advanced Very High Resolution Radiometer
EOS - Earth Observing System
EUMETSAT – European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
Euro - Europa
GERB - Geostationary Earth Radiation Budget
DPZ – dálkový průzkum Země
FCV – Fractional Vegetation Cover
HDF5 - Hierarchical Data Format
HRV – High Resolution Visible
IR – Infra-Red
LAADS - Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System
LSA-SAF – Land Surface Analysis Satellite Applications Facility
LSE – Land Surface Emissivity
LST - Land Surface Temperature
LP DAAC -Land Processes Distributed Active Archive Center
Modis - Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSG – Meteosat Second Generation
MVIRI - Meteosat Visible and InfraRed Imager
NAfr – North Africa
NDVI - Normalized Difference Vegetation Index
NEM – Normalized Emissivity Method
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administrative
QA – Quality Assurance
REF – Reference Channel Method
RGB – Red-Green-Blue
SAfr – South Africa
SAmE – South America
SEVIRI - Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SMA – Spectral Mixture Analysis
SST - Sea Surface Temperature
TISI – Thermal Infrared Spectral Indices Emissivity
TISIE - Thermal Infrared Spectral Indices Emissivity
TIR - Thermal Infrared Region
TIROS – Television InfraRed Observation Satellite
TOA – Top of the Atmosphere
U-MARF – Unified Meteorological Archive and Retrieval Facility
VCM – Vegetation Cover Method

Seznam obrázků a tabulek

Obr. 2.1	Propustnost spektra atmosférou	str. 15
Obr. 2.2	Ukázka testu při odvození masky oblačnosti	str. 17
Obr. 2.3	Příklad masky oblačnosti	str. 18
Obr. 2.4	Rýžová pole ve Španělsku snímaná přístrojem AATSR -1 km (a) a ASTER – 90 km (b)	str. 20
Obr. 2.5	Emisivita vybraných typů zemského povrchu	str. 22
Obr. 2.6	Odrazivost vybraných typů zemského povrchu	str. 22
Obr. 2.7	Rostoucí zenitní úhel u snímků MSG – SEVIRI	str. 23
Obr. 2.8.	Křivka odezvy pro MSG kanál 10 (IR12,0 μm)	str. 24
Obr. 4.1	Družice MSG a popis jejího přístroje SEVIRI	str. 34
Obr. 4.2	Změna velikosti snímaného území s rostoucím zenitním úhlem. Nejtmavší odstíny šedi postupně reprezentují rozlišení 3,1;4;5;6;8 a 11 km	str. 36
Obr. 4.3	Model zemského povrchu pro metodu VCM	str. 39
Obr. 4.4	Vymezení geografických oblastí pro LSA SAF	str. 41
Obr. 4.5	Celkový obsah vodních par v závislosti na podílu dvou solárních kanálů	str. 45
Obr. 5.1	Výšková členitost reliéfu České republiky	str. 50
Obr. 5.2	Vegetační kryt České republiky	str. 51
Obr. 5.3	Průběh průměrné teploty a srážek v roce 2008	str. 53
Obr. 5.4	Průměrná roční teplota vzduchu v roce 2008	str. 54
Obr. 5.5	Síť klimatologických stanic v ČR	str. 55
Obr. 5.6	Průměrný měsíční stupeň pokrytí oblačnosti	str. 56
Obr. 5.7	Měsíční úhrny srážek pro vybrané meteorologické stanice	str. 57
Obr. 6.1	Typická křivka denního chodu oblačnosti	str. 60
Obr. 6.2	Testovací oblast pro povrchovou teplotu z dat MSG	str. 63
Obr. 7.1	Povrchová teplota z dat MSG dne 7.8. 9:45	str. 74
Obr. 7.2	Povrchová teplota z dat Modisu dne 7.8. 10:50	str. 74
Obr. 7.3	Histogram rozložení hodnot rozdílů LST (červeně znázorněny data z dopoledních průletů Modisu)	str. 77
Obr. 7.4	Rozdíl jasových teplot pro zkoumané dny	str. 78
Obr. 8.1	Závislost staniční a odvozené družicové teploty vzduchu	str. 83
Tabulka 2.1	Testy pro masku oblačnosti u družice Modis	str. 18
Tabulka 3.1	Chenova klasifikace krajinných typů a jejich průměrná emisivita pro kanál 3 AVHRR	str. 28
Tabulka 3.2	Hodnoty koeficientů α a n pro vybrané kanály MSG – 1	str. 29
Tabulka 3.3	Příklady odvozené povrchové teploty za použití split -. window metod	str. 32
Tabulka 4.1	Spektrální kanály přístroje SEVIRI	str. 37
Tabulka 4.2	Hodnoty koeficientů pro převod z naměřené intenzity vyzařování na jasovou teplotu u MSG – 1	str. 38
Tabulka 4.3	Koeficienty rovnice 4.7 pro různý zenitní úhel θ	str. 40
Tabulka 4.4	Spektrální kanály přístroje Modis	str. 43
Tabulka 4.5	Emisivita kanálu 31 pro stanovení vegetační kategorie	str. 44
Tabulka 4.6	Volba sady koeficientů pro výpočet povrchové teploty	str. 46
Tabulka 4.7	Odvozené produkty LST z Modisu	str. 48
Tabulka 4.8	Kontrola kvality LST	str. 49
Tabulka 5.1	Zeměpisné souřadnice vybraných meteorologických stanic	str. 56

Tabulka 5.2	Průměrné měsíční teploty v roce 2008 [ve °C]	str. 58
Tabulka 6.1	Průměr a směrodatná odchylka v rozdílu povrchové teploty [°C] (MSG-pozemní měření)	str. 63
Tabulka 6.2	Koeficienty pro převod na jednotky záře [$\text{Watt}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\mu\text{m}^{-1}\cdot\text{sr}^{-1}$] pro pro přístroj Modis	str. 65
Tabulka 6.3	Koeficienty pro výpočet jasové teploty z kanálů Modis	str. 65
Tabulka 7.1	Počet měření s výskytem oblačnosti u MSG	str. 67
Tabulka 7.2	Koeficienty korelace	str. 68
Tabulka 7.3	Porovnání teplot u vybraných met. stanic	str. 69
Tabulka 7.4	Porovnání teplot v letních a zimních měsících	str. 70
Tabulka 7.5	Extrémní denní hodnoty LST	str. 71
Tabulka 7.6	Extrémní teploty vzduchu (2 m)	str. 71
Tabulka 7.7	Extrémní denní teploty vzduchu v přízemní vrstvě atmosféry (5 cm)	str. 72
Tabulka 7.8	Denní amplitudy teplot	str. 72
Tabulka 7.9	Stupeň pokrytí oblohy oblačnosti pro MSG a Modis	str. 75
Tabulka 7.10	Průměrné rozdíly LST u vybraných dnů	str. 76
Tabulka 7.11	Odvozená povrchová teplota	str. 79

1. Úvod

Meteorologické prvky a jevy mají zásadní význam pro rozmístění lidských aktivit. Teplota je klíčovým prvkem charakterizující dané podnebí popř. počasí. Dlouholetou tradici na našem území má měření staničních teplot, oproti tomu povrchovou teplotu z dat dálkového průzkumu Země (DPZ) je možné získat pouze z několika posledních desetiletí související s rozvojem družicové technologie.

Povrchová teplota je jedním z klíčových parametrů ovlivňující životní prostředí. Podílí se na energetické bilanci zemského povrchu, indikuje stav vegetace, přispívá k přesnější předpovědi počasí atd. Pomocí DPZ jsme schopni stanovit povrchovou teplotu pro libovolné místo na zemském povrchu.

Stanovení co nejpřesnější hodnoty povrchové teploty není snadné vzhledem k zeslabování záření atmosférou. Za dobu existence výzkumu povrchové teploty byla vyvinuta řada metod, které se snaží minimalizovat faktory spojené s komplikacemi při jejím odvození.

Pro tuto práci byla zvolena družice MSG a její přístroj SEVIRI. Pro porovnání s odvozenou povrchovou teplotou byla využita data z Modisu. Porovnání probíhalo na území České republiky v průběhu roku 2008. Jelikož výpočet povrchové teploty z dat MSG byl rozšířen na celé území České republiky až od druhé poloviny roku 2008 (předtím byl omezen zenitním úhlem 60° a pokrýval pouze oblast přibližně jižních Čech), byla provedena analýza družicových dat pouze v druhé polovině tohoto roku (možné od 8. července). Aby mohla být porovnána povrchová teplota z dat MSG se staničními teplotami v průběhu celého roku, byly vybrány meteorologické stanice umístěné v jižních Čechách (Byňov, Husinec a Churáňov).

Hlavním cílem této práce je analýza povrchové teploty získané pomocí DPZ na území České republiky. Odvozená povrchová teplota z dat MSG bude porovnána jak s pozemními měřeními, tak s povrchovou teplotou z dat Modisu. Cíle této práce je možné dále rozdělit do následujících bodů:

- popis vlivů, které se podílí na odvození povrchové teploty a metod vedoucích k jejímu stanovení
- analýza staničních teplot s povrchovou teplotou a zjištění vztahu mezi těmito teplotami
- sestavení křivek denního chodu teploty a hledání charakteristických trendů (jevů) mezi sledovanými teplotami

- porovnání povrchové teploty z dat MSG a Modisu a zjištění vhodnosti použití těchto teplot na území České republiky
- návrh úpravy použité metody

Předpokladem této práce je, že bude docházet k velkým rozdílům mezi jednotlivými staničními teplotami a povrchovou teplotou. Proto budou teploty porovnávány také podle denního chodu teplot. Z křivek denního chodu teploty se předpokládá, že analyzované teploty budou mít obdobný průběh.

V této práci se využívá několik teplot, a proto je dobré si říci, co která znamená. Povrchovou teplotou, pokud není uvedeno jinak, se myslí odvozená teplota z družicových dat. Ta se může dále členit na povrchovou teplotu pevnin (LST Land Surface Temperature) a povrchovou teplotu moří (SST Sea Surface Temperature). Dále jsou využity staniční teploty, které v této práci jsou označeny jako teplota vzduchu a přízemní teplota. Teplota vzduchu se měří ve výšce dva metry nad zemským povrchem v meteorologické budce, zatímco přízemní teplota je měřena ve výšce pět centimetrů nad standardním povrchem (tráva) a je ovlivněna přímým slunečním zářením. Staničními teplotami se rozumí jak teplota vzduchu, tak přízemní teplota.

V práci jsou použity odvozené povrchové teploty z družicových dat MSG (MSG-2), získané měřením přístroje SEVIRI a Modisu na družici Terra. Pro zjednodušení jsou data u přístroje SEVIRI označována názvem MSG. Zjednodušení názvu bylo provedeno vzhledem k faktu, že přístroj SEVIRI je hlavním zařízením družice MSG. Pro družici Terra je vždy uváděn název přístroje (Modis), protože tato družice má více přístrojů schopných odvodit povrchovou teplotu a tudíž by mohlo docházet k nedorozumění.

2. Problematika stanovení povrchové teploty

Stanovení povrchové teploty není snadná záležitost. Naměřená data jsou zatížena nejrůznějšími chybami, k jejich stanovení a odstranění se používá řada metod a postupů.

Z družicových měření nezískáme teplotu přímo. Měří zářivou energii, která je výsledkem interakce elektromagnetického záření a zkoumaného látkového objektu. Velikost zářivé energie se udává pro různé geometrické definice jejího změření prostřednictvím radiometrických veličin (Kolář, 1997). V této práci bude použita radiometrická veličina zvaná intenzita vyzařování a radiometrická veličina zář. Intenzita vyzařování vyjadřuje rychlost přírůstku nebo úbytku zářivé energie na jednotku plochy [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$]. Zář je intenzita vyzařování v závislosti na prostorovém úhlu a směru záření [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}$]. Naměřená záře je u termálních kanálů převáděna na teplotu. Teplota přímo odvozená z družicového měření je označována jako jasová. Naměřená jasová teplota, potažmo zářivá energie, je ovlivněna jak zemským povrchem, na kterém záření vzniká nebo ze kterého je odraženo, tak atmosférou, ve které je záření modifikováno, ale i samotným senzorem, který má různou citlivost na přicházející záření.

V této kapitole budou probrány jevy a procesy ovlivňující naměřená data a následně povrchovou teplotu (LST). Bude zde také popsána fyzikální podstata stanovení povrchové teploty.

2.1. Fyzikální podstata odvození povrchové teploty

Teplota je jednou ze základních fyzikálních veličin, která souvisí s kinetickou energií částic látky. Zároveň je také klíčovým parametrem ovlivňujícím vyzařování zemského povrchu. Každá látka má určitou teplotu, proto je zdrojem elektromagnetického záření. Celkovou intenzitu vyzařování (M_ε) udává Stefanův – Boltzmannův zákon:

$$M_\varepsilon = \delta T^4 \quad (2.1)$$

kde δ je Stefanova – Boltzmannova konstanta ($5,669 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$). Tato rovnice udává ideální stav, kdy je intenzita vyzařování pro danou látku při stanovené teplotě maximální. Látky, které vyzařují největší možné množství zářivé energie v závislosti na své teplotě, se označují jako černá tělesa. V reálných podmínkách je vždy množství zářivé energie menší než záření černého tělesa. Podílu intenzity vyzařování dané látky a intenzity vyzařování černého tělesa o stejné teplotě se říká emisivita (kap. 2.3.1). Pokud je emisivita vztažena ke konkrétní vlnové délce, tak je označována jako spektrální. Stefanův – Boltzmannův zákon nám udává

celkovou intenzitu vyzařování pro celé elektromagnetické spektrum. Pokud chceme zjistit skutečnou intenzitu vyzařování pro určitou vlnovou délku λ (μm), musíme použít Planckovu rovnici korigovanou emisivitou daného materiálu:

$$M_{(\lambda,T)} = \varepsilon_{(\lambda)} \cdot B_{(\lambda,T)} = \varepsilon_{(\lambda)} \cdot \frac{c_1}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1} \quad (2.2)$$

kde ε je emisivita, B je Planckova funkce, c_1 a c_2 konstanty ($c_1 = 2\pi hc^2 = 3,7418 \cdot 10^{-16} \text{Wm}^2$, $c_2 = hc/k = 1,4388 \cdot 10^{-2} \text{mK}$), h je Planckova konstanta ($6,626076 \cdot 10^{-34} \text{Js}$), c je rychlost světla ($2,99 \cdot 10^8 \text{ms}^{-1}$) a k je Boltzmannova konstanta ($1,38065 \cdot 10^{-23} \text{JK}^{-1}$).

V případě, že neuvažujeme o vlivu atmosféry a hodnota emisivity není závislá na směru záření, bude teplota zemského povrchu odvozena z rovnice (2.3) (inverzní Planckova rovnice korigovaná o vliv emisivity):

$$T = \frac{c_2}{\lambda \ln \left[\frac{\varepsilon_{(\lambda)} c_1}{\pi \lambda^5 M_{(\lambda)}} + 1 \right]} \quad (2.3)$$

Družicové měření se vždy provádí v určitém spektrálním pásmu, proto naměřené hodnoty intenzity vyzařování odpovídají celému spektrálnímu kanálu (NOAA – Technická zpráva 71, 1993):

$$M_{k(T)} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f_k \frac{c_1 \lambda^{-3}}{e^{\frac{c_2 \lambda}{T}} - 1} d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f_k d\lambda} \quad (2.4)$$

kde $M_{k(T)}$ je naměřená intenzita vyzařování v kanálu k a f_k je normalizovaná křivka odezvy (kap. 2.5.). Tato rovnice musí být opět opravena o vliv emisivity ε_k pro daný kanál.

Záření zemského povrchu je však značně modifikováno zemskou atmosférou. Sama atmosféra je také zdrojem elektromagnetického záření, které je buď přímo detekováno na družicovém senzoru, nebo po jeho odrazu od zemského povrchu. V denních hodinách znesnadňuje stanovení povrchové teploty odražené sluneční záření. Výsledná rovnice se započtením všech parametrů ovlivňující zář (L) na horní vrstvě atmosféry (TOA) je:

$$L_k^{TOA} = \varepsilon_k \tau_k B_k(T_s) + L_k^\uparrow + [1 - \varepsilon_k] \tau_k L_k^\downarrow + \tau_k(\theta_s) E_S^{TOA} \cos(\theta_s) \frac{1 - \varepsilon_k}{\pi} F_k(\theta_s, \phi) \tau_k + \tau_k(\theta_s, \phi) E_S^d(\theta_s, \phi) \frac{1 - \varepsilon_k}{\pi} F_k(\theta_s, \phi) \tau_k + E_S^s(\theta_s, \phi) \quad (2.5)$$

kde L_k^\uparrow je atmosférické vzestupné záření, L_k^\downarrow je atmosférické sestupné záření, τ_k je propustnost atmosféry, E_S^{TOA} je intenzita slunečního ozáření na TOA, θ_S je místní sluneční zenitní úhel, $F_k(\theta_S, \phi)$ je úhlový faktor spojený s delším průletem slunečního záření zapříčiněný rostoucím zenitním úhlem, ϕ je rozdíl mezi azimutálním úhlem družice a Slunce, $E_S^d(\theta_S, \phi)$ je difúzní sluneční záření dopadající na zemský povrch a $E_S^s(\theta_S, \phi)$ je rozptýlené sluneční záření jdoucí od zemského povrchu směrem k detektoru. Rovnice je zapsána pro kolmé snímání zemského povrchu. Pro šikmé snímání musíme použít úhel pohledu, který může ovlivňovat vyzařování zemského povrchu, ale především s jeho zvětšením roste průchod záření atmosférou. Pro noční hodiny, nebo za použití termálního infračerveného pásma (TIR) je možné vynechat vliv slunečního záření, jehož intenzita se s rostoucí vlnovou délkou snižuje.

Pro správné určení LST je tedy dobré znát charakteristiku zemského povrchu a atmosféry. Pro tyto účely nám buď slouží přímo radiometrická družicová data, nebo musíme použít jiný zdroj (př. atmosférické sondy). Seznam nejdůležitějších metod je uveden v kap. 3.

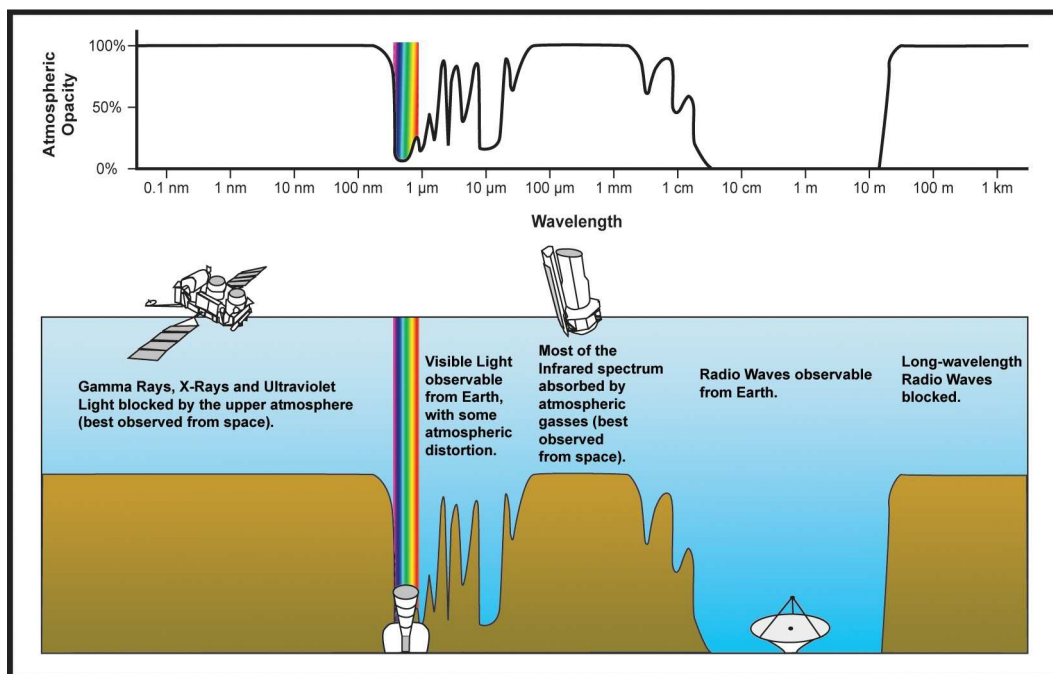
2.2. Vliv atmosféry

Již v roce 1896 si položil švédský fyzik Svante Arrhenius otázku zda „je průměrná teplota zemského povrchu nějakým způsobem ovlivněna přítomností skleníkových plynů v atmosféře“ (Arrhenius, 1896). Dnes již víme, že přítomnost těchto plynů otepluje Zemi průměrně o 15°C. Díky skleníkovým plynům vznikl na Zemi život tak, jak ho dnes známe. Nejvýznamnějším skleníkovým plynem je vodní pára. Ta modifikuje termální záření zemského povrchu, čímž ale ovlivňuje naměřené hodnoty na družicových senzorech. Při větší koncentraci vodních par až vzniku oblačnosti je určení LST z družicových dat nemožné. Jako horní hranice maximálního množství vodních par se většinou uvádí 4 cm (Gao, Kaufman, 1998), někdy i nižší např. Schroedter-Homscheidt (2008) uvádí 1 cm vodního sloupce v atmosférickém profilu.

Ovlivnění záření zemskou atmosférou závisí především na jejím složení, hlavně na obsahu vodních par, aerosolů, ozónu a jiných částic, a na vlnové délce elektromagnetického záření. Zářivá energie různých vlnových délek je atmosférou odlišně pohlcována (obr 2.1), na některých vlnových délkách dochází k minimálnímu zeslabení zářivé energie atmosférou (tzv. atmosférická okna, př. 8-12 μm), na jiných vlnových délkách je záření z velké části pohlcováno (př. pás vodní absorpce 4-7 μm).

Sama atmosféra je zdrojem elektromagnetického záření. Kromě toho v ní dochází k pohlcování a rozptylu záření odraženého nebo emitovaného zemským povrchem. Kvůli různé míře absorpce a rozptylu elektromagnetického záření v závislosti na teplotě a vlhkosti je dobré znát teplotní a vlhkostní zvrstvení atmosféry, které se dá zjistit použitím např. radiosond. Radiosonda poskytuje informace o teplotě, obsahu vodních par, tlaku a nadmořské výšce v různých vrstvách atmosféry. V České republice jsou vypouštěny také, a to v Praze Libuši, Prostějově... Radiosonda změří atmosférický profil na určitém místě, pro prostorovou charakteristiku atmosféry musí buď dojít k prostorové interpolaci z více radiosond, nebo se převezmou data z radiosondy i pro přilehlé okolí.

Obr. 2.1: Propustnost spektra atmosférou



Zdroj: wikipedia

Pro zjištění atmosférických vlastností byly vytvořeny databáze atmosférických profilů (např. MODTRAN,...). Ty kombinují tisíce naměřených teplotních profilů a vypočítávají teplotní profil atmosféry pro libovolné místo na Zemi a libovolné roční období. Tyto modely se využívají pro určení pravděpodobných vlastností atmosféry z daného území bez nutnosti přímo tyto vlastnosti měřit.

Výška atmosféry může být značně proměnlivá. Obecně je nejvyšší výška atmosféry v rovníkových oblastech a naopak nejnižší v polárních oblastech. Tento jev je způsoben rotací Země kolem své osy. Družice ovšem nemusí detekovat záření ve směru místní normály, ale pod určitým úhlem pohledu. Čím je tento úhel vyšší, tím opět vzroste délka průchodu záření atmosférou a tedy dojde i k vyšší modifikaci záření. Tato závislost na geometrii pozorování je

začleněna do mnohých algoritmů na získávání informací o zemském povrchu, kde se vyskytuje proměnná označená většinou jako zenitní úhel družice.

2.2.1. Maska oblačnosti

Oblačnost hraje pro interpretaci družicových dat velmi významnou roli. Vzhledem k absorpci záření, jdoucí ze zemského povrchu, znemožňuje určení povrchových vlastností. U těchto případů však můžeme využít data k určení vlastností oblačnosti, protože naměřené hodnoty intenzity vyzařování přicházejí zcela z oblačnosti. Mnohé družice, zaměřené na získávání informací o zemském povrchu, v případě vysoké oblačnosti ani data nepořizují. Naopak u meteorologických družic je oblačnost detailně studována a mnohá spektrální pásma jsou navržena proto, aby zjišťovala charakteristické vlastnosti oblaků.

Pro analýzu zemského povrchu z dat DPZ se vyvinuly postupy určující rozmístění oblačnosti, a nebo separující bezoblačné pixely. Díky podstatně vyšší odrazivosti a nižší teplotě než zemský povrch můžeme poměrně snadno vytvořit masku oblačnosti. V některých specifických případech je ovšem určení masky oblačnosti značně ztíženo. Jedná se například o situace, kdy je zemský povrch pokryt sněhem nebo ledem. Obtížněji se také určují tenká nebo malá oblaka, například cirry, malé kumulusy. Oblačnost menší než prostorové rozlišení snímku může velmi významně ovlivnit hodnotu pixelu a následné odvozené údaje (Gao, Kaufman, 1995). Okrajové části oblačnosti mohou být také obtížněji určeny, protože oblačnost nemusí zahrnovat celou plochu pixelu.

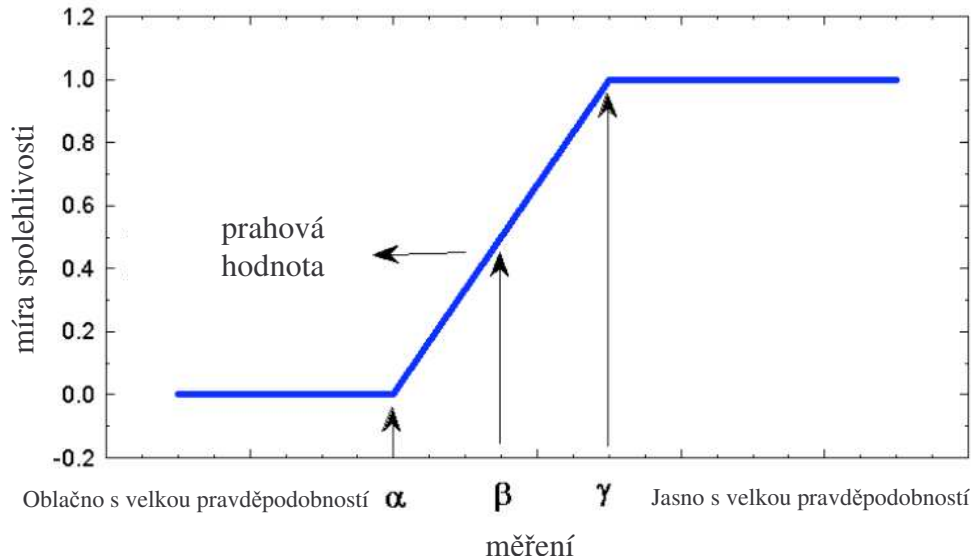
Nejprve vznikaly algoritmy s velmi jednoduchou strukturou, jednalo se o bitmapy, kde měl pixel přiřazenu pouze jednu ze dvou hodnot (0-oblačnost, 1-jasno). Tyto algoritmy byly založeny na určení prahové hodnoty, která pixel jednoznačně zařadila do jedné z kategorií. Je však dosti nelogické, když má například pixel hodnotu 100, aby byl zařazen jako oblačný a u hodnoty 101 byl zařazen jako bezoblačný. Proto se začalo používat více testů, záleželo především na použité družici a jejích spektrálních kanálech. Pokud byl pixel klasifikován jako bezoblačný, musel ve všech provedených testech splňovat tuto podmínku.

Dnes je maska oblačnosti rozšířena i o jiné údaje. Neuvádí se pouze duální hodnota výskytu nebo absence oblačnosti. Většinou se udává pravděpodobnost výskytu oblačnosti. Přidávají se informace, které jsou spojeny s odvozením masky oblačnosti, jako je krajinný pokryv, zrcadlení, výška Slunce...

U jednotlivých testů se provádí pravděpodobnost oblačnosti pro jednotlivé pixely. Jak ukazuje obr. 2.2, pokud bude splněn test, musí být hodnota vyšší než β . Pokud je hodnota vyšší než γ , pak je daný pixel zcela určitě bezoblačný, naopak pokud je hodnota pixelu menší

než α , pak pixel obsahuje vždy oblačnost. Pokud se hodnota pixelu pohybuje v rozmezí α a γ , pak je pixelu lineárně přiřazena pravděpodobnost.

Obr 2.2: Ukázka testu při odvození masky oblačnosti



Zdroj: Ackerman a kol., 2006

Dnes se provádí několik testů pro zjištění rozmístění oblačnosti. Jako příklad jsou uvedeny testy pro zjištění masky oblačnosti pro přístroj Modis (tabulka 2.1). Testy jsou rozděleny podle denní doby na denní a noční, podle typu povrchu na mořské, pevninské a pobřežní a pro speciální případy krajinného pokryvu (sníh, poušť). V těchto specifických situacích jsou různě nastaveny prahové hodnoty pro zařazení pixelu. Všechny radiační metody využívají metodu uvedenou v obr. 2.2. U testu je možné také využít časovou konzistenci, tedy návaznost na předešlé snímky. Je pravděpodobné, že v oblastech s vysokou oblačností bude tato oblačnost i na dalším snímku. Tato závislost je značně podmíněna temporálním rozlišením družice. U testu prostorové variability se zkoumají okolní pixely, jestliže má pixel okolní pixely určené jako oblačné, pak s velkou pravděpodobností bude také oblačný.

Pro Modis každý pixel u masky oblačnosti obsahuje 48 bitů (Ackerman a kol., 2006). Jako hlavní výstup rozlišuje čtyři možné stavy oblačnosti: oblačno, nelze určit, pravděpodobně jasno a jasno. Další bity poskytují informace především o typu oblačnosti, mlze nebo aerosolu.

Tabulka 2.1: Testy pro masku oblačnosti u družice Modis

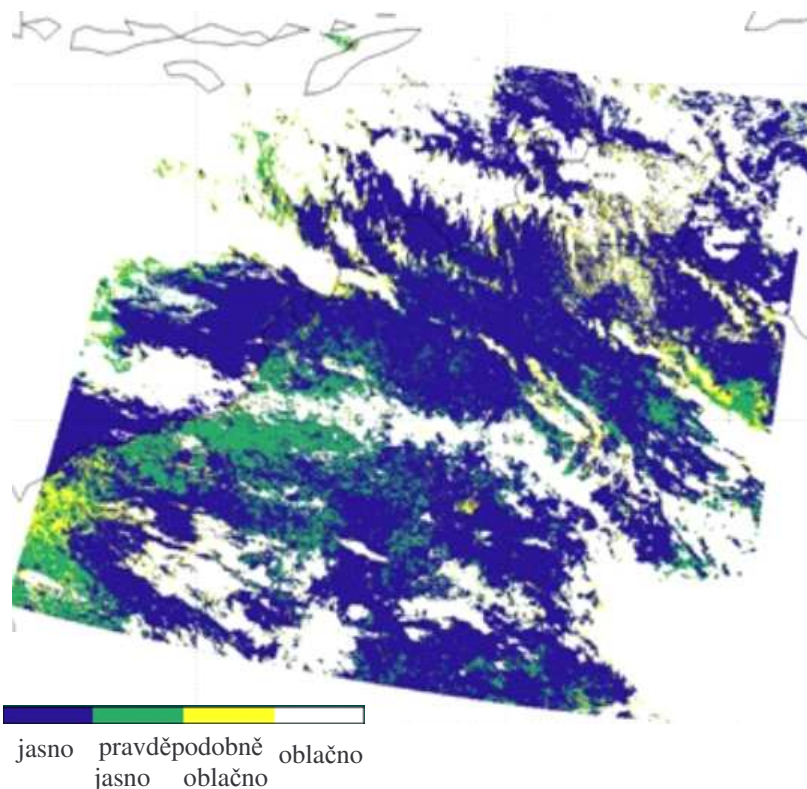
	oceán		pevnina		sněž/led		pobřeží		poušť	
	den	noc	den	noc	den	noc	den	noc	den	noc
BT ₁₁ (bit 13)	+	+								
BT _{13,9} (bit 14)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
BT _{6,7} & BT ₁₁ - BT _{6,7} (bit 15)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	o
R _{1,38} (bit 16)	+		+		+		+		+	
BT _{3,7} - BT ₁₂ (bit 17)				+		+				+
BT _{8,6} - BT ₁₁ & BT ₁₁ - BT ₁₂ (bit 18)	+	+	+	+			+	+	+	+
BT ₁₁ - BT _{3,9} (bit 19)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
R _{0,66} nebo R _{0,87} (bit 20)	+		+		+		+		+	
R _{0,87} /R _{0,66} (bit 21)	+		+				+			
BT _{7,3} - BT ₁₁ (bit 23)				o				o		o
temporální konzistence (bit 24)	o	o								o
prostorová variabilita (bit 25)	+	+								

pozn.: + značí plně funkční testy, o značí testy ve vývoji

Zdroj: Ackerman a kol., 2006

Pro masku oblačnosti je typické, že slouží jako podklad pro jiné produkty i pro LST. Proto je doba zpracování masky oblačnosti jeden z klíčových faktorů použitelnosti algoritmu. Pro meteorologické účely je tento faktor obzvlášť důležitý.

Obr 2.3: Příklad masky oblačnosti



Zdroj: King, 2005

2.3. Zemský povrch

Zdrojem termálního záření Země, které je měřeno družicovým senzorem, je zemský povrch a atmosféra. Ten je zpravidla rozdělen na dvě základní kategorie, které mají odlišné vlastnosti při odvození povrchové teploty. Těmito kategoriemi jsou povrchová teplota vodních ploch (SST – Sea Surface Temperature) a povrchová teplota pevniny (LST – Land Surface Temperature).

Vodní plochy mají velmi homogenní povrch, který má i prostorově homogenní vlastnosti. Emisivita povrchu moří je tedy velice málo variabilní, ovlivňuje ji např. mořské proudění, ledovcové kry, ale i přítomnost mořských organismů a znečištění. Dalším faktorem, majícím vliv na určení SST, je výška vln. U výšky vln není přesně známo, jaký má vliv na proces získávání SST, někteří autoři její vliv minimalizují (Jessup a kol., 1997) a někteří naopak (Clauss a kol., 1970). Vlivem nerovnosti mořské hladiny může být emitované elektromagnetické záření uvolňováno více do stran v závislosti na směru a naklonění vln.

Na pevnině panují zcela odlišné podmínky než u vodních ploch. U vodní plochy dosahuje relativní výšková členitost maximálně několika metrů, zatímco na pevnině může jít až o stovky metrů. To může mít za následek značný rozdíl v povrchové teplotě. Pokud na jedno družicové měření připadne území s velkou relativní výškovou členitostí, tak je teplotní proměnlivost na daném území zprůměrována do jedné hodnoty.

Převážná většina pevniny je pokryta vegetací. Záření zemského povrchu je vegetací značně modifikováno nebo zcela pohlceno. Naopak sama vegetace je zdrojem elektromagnetického záření, které je detekováno na družicovém měřiči. U lesních ploch, kde může být výška stromů až několik desítek metrů, nevypovídá odvozená LST o zemském povrchu, ale o nejsvrchnějších vrstvách korun stromů. Obecně řečeno, je LST určena z naměřeného záření z ploch, které jsou přímo „viditelné“ družicím.

Stav vegetace, její složení a druhová skladba má zásadní význam pro hodnoty naměřené intenzity vyzářování. Vegetace může značně měnit své charakteristiky během roku. Typickým příkladem je mírný pás, kde dochází ke střídání ročních období.

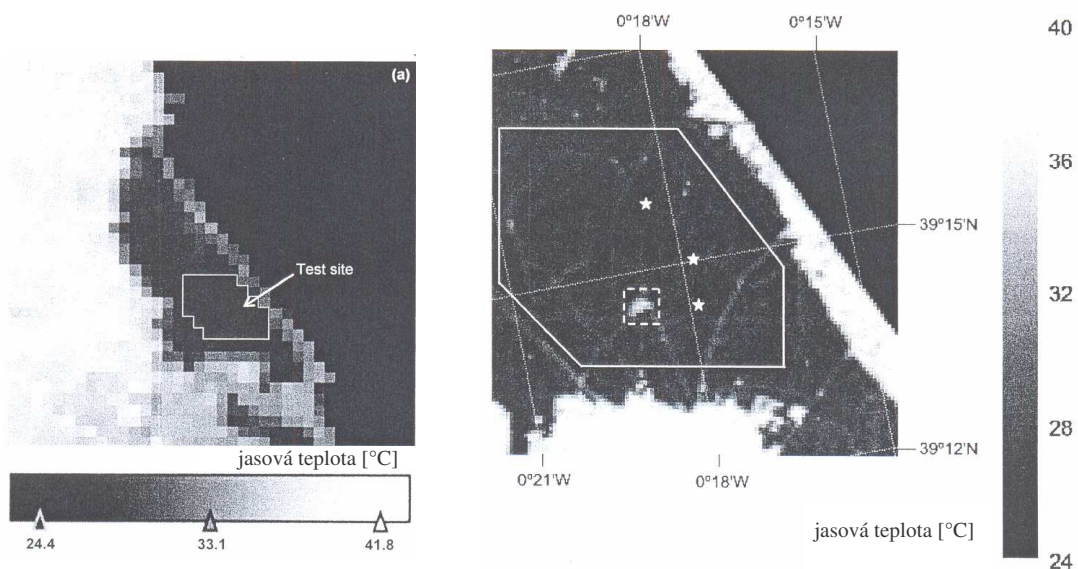
V zimním období je zemský povrch často pokryt sněhem. Sněh má zpravidla výrazně nižší teplotu a různé emisní a odrazivé vlastnosti než povrch pokrytý vegetací. Toho lze využít k vytvoření masky sněhové pokrývky, která slouží pro identifikaci oblastí pokrytých sněhem.

Lidská činnost výrazně pozměnila krajinný ráz. V kulturní krajině tvoří značný podíl ploch pole. U polí je charakteristické střídání plodin, které mohou mít různé teplotní charakteristiky. Po sklizni může být pole zcela bez vegetace a tím dochází také ke změnám teplotních a

emisních charakteristik. Výhodou polí je jejich relativní homogenita a tím i relativně homogenní teplotní podmínky (v případě rovinných ploch).

Lidská činnost je také spojena s koncentrací svých aktivit do měst, která tvoří tzv. tepelné ostrovy. Ty mají oproti svému okolí mnohem vyšší teplotu. Tepelným ostrovem nemusí být jen velká města, může jím být i malé sídlo, nebo dokonce jen silnice, stačí, když se od okolního prostředí liší vyšší teplotou. Na družicových snímcích znázorňujících povrchovou teplotu zpravidla mívají tyto smíšené pixely vyšší hodnoty. O to jakou měrou jsou ovlivněny závisí především na prostorovém rozlišení (Obr 2.4).

Obr. 2.4: Rýžová pole ve Španělsku snímaná přístrojem AATSR – 1km (a) a ASTER – 90m (b)



Zdroj: César a kol. (2006)

Vliv zemského povrchu na LST shrnuje ve své práci Prata (1993), který tyto vlivy rozdělil na tři základní aspekty:

- Emisivita snižuje intenzitu vyzařování zemského povrchu v porovnání s černým tělesem
- Zemský povrch odráží dopadající záření (sluneční, záření atmosféry)
- Anizotropie odrazivosti a emisivity může zvýšit nebo snížit celkové množství intenzity vyzařování

2.3.1. Emisivita povrchu

Při odvození povrchové teploty je nejdůležitějším parametrem zemského povrchu jeho emisivita. Emisivita je poměr uvolněné radiční energie materiálu k energii, kterou by uvolnilo tzv. černé těleso ze stejného materiálu a o stejné teplotě. Černé těleso je idealizované těleso, které emituje největší možné množství zářivé energie v závislosti na své teplotě.

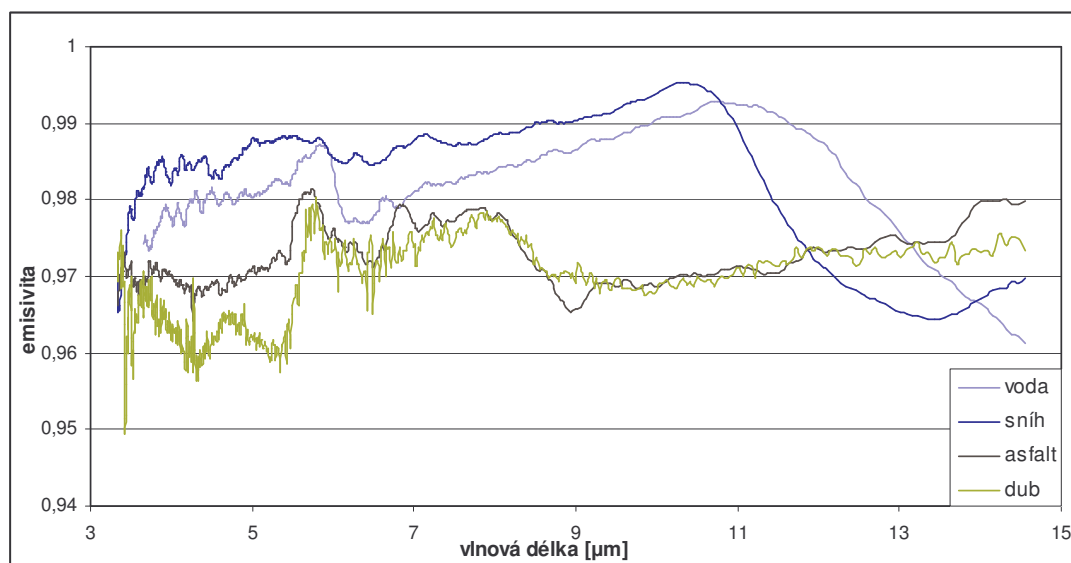
Emisivita závisí na teplotě materiálu, emisním úhlu a vlnové délce. Podle Planckova zákona je při vyšší teplotě tělesa uvolňováno více radiční energie, přičemž každé těleso má nenulovou teplotu a je proto zdrojem elektromagnetického záření.

Důležitou vlastností při odvození LST je závislost emisivity na vlnové délce. Emisivita pro určitou vlnovou délku nebo její interval se označuje jako spektrální. Znalost emisivity zemského povrchu pro spektrální kanály použité při odvození LST je zásadní. Pro různé vlnové délky může emisivita jedné látky nabývat velmi různých hodnot. Existují látky, které mají pro různé vlnové délky elektromagnetického spektra (nebo jeho části) konstantní emisivitu. Těmto látkám se říká tzv. šedivé zářiče. Důležité je, že u atmosférického okna u vlnových délek 8-12 μm , které se používá pro odvození LST, se velká část látek chová právě jako šedivý zářič.

V blízkém infračerveném pásmu se pro odvození LST používají také vlnové délky v intervalu 3-4 μm . Zde kromě emisivity povrchu hraje významnou roli také Slunce. Jeho odražené záření přispívá k vyšší hodnotě naměřené záře a tím k vyšší odvozené hodnotě LST. Přibližně na vlnové délce 3 μm se intenzity záření Slunce a Země vyrovnávají a s rostoucí vlnovou délkou převažuje záření Země. Díky kontaminaci slunečního záření v blízkém infračerveném pásmu se tyto vlnové délky dají použít pouze v nočních hodinách. Naopak u vlnových délek 8-12 μm natolik převažuje záření Země, že se mohou použít v libovolnou hodinu.

Znalost emisivity jednotlivých látek nám pomáhá lépe odvodit LST. Vznikla proto řada prací, jejichž cílem bylo stanovit emisivitu přírodních materiálů (Salisbury, D'Aria, 1994). Emisivita se většinou stanovuje laboratorním měřením. V obr. 2.5 jsou vybrané typy zemského povrchu. Pro všechny uvedené příklady dosahuje emisivita vysokých hodnot. Vegetace (reprezentovaná dubem) má zpravidla emisivitu přesahující hodnoty i 0,98. Pro plochy bez vegetace bývá hodnota emisivity obvykle nižší než pro vegetaci. Nejnižších hodnot dosahují horniny s větším množstvím křemíkatých sloučenin.

Obr. 2.5: Emisivita vybraných typů zemského povrchu

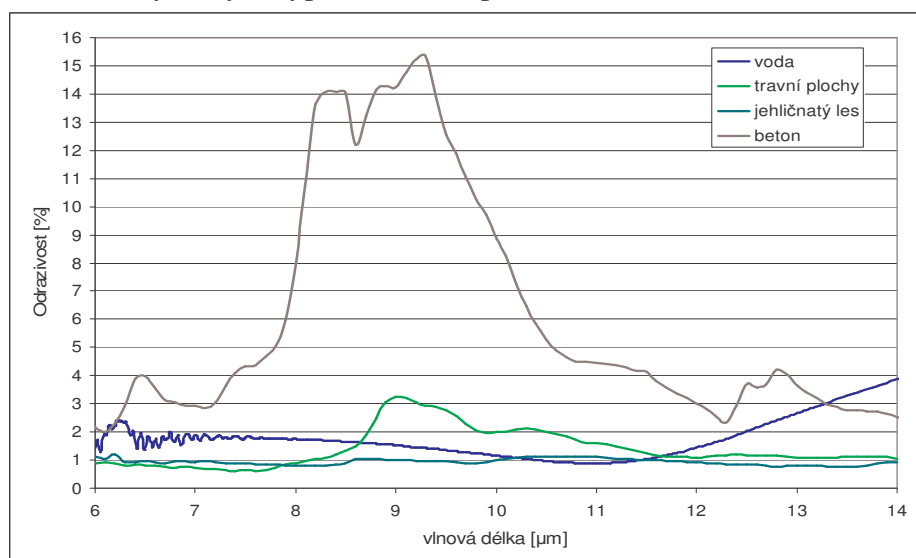


Zdroj: MODIS UCSB Emissivity Library

Vyzařování z povrchu materiálu se šíří všemi směry. Maximální vyzařování nastává většinou ve směru kolmém na rovinu. Pro nakloněné plochy může docházet k větší intenzitě vyzařování do stran než směrem ke družici. V ideálním případě je zenitní úhel družice nulový a zemský povrch je kolmý ke směru detekovaného záření družicí.

Zdrojem odraženého záření je většinou Slunce, ale může jím být i sama atmosféra. Důležitou roli hraje tvar zemského povrchu, který ovlivňuje směr odraženého záření. Různé vlnové délky mohou být zemským povrchem odráženy jiným směrem a s různou intenzitou. Odrazivost vybraných typů krajinného povrchu udává obr. 2.6.

Obr. 2.6: Odrazivost vybraných typů zemského povrchu



Zdroj: ASTER Spectral Library

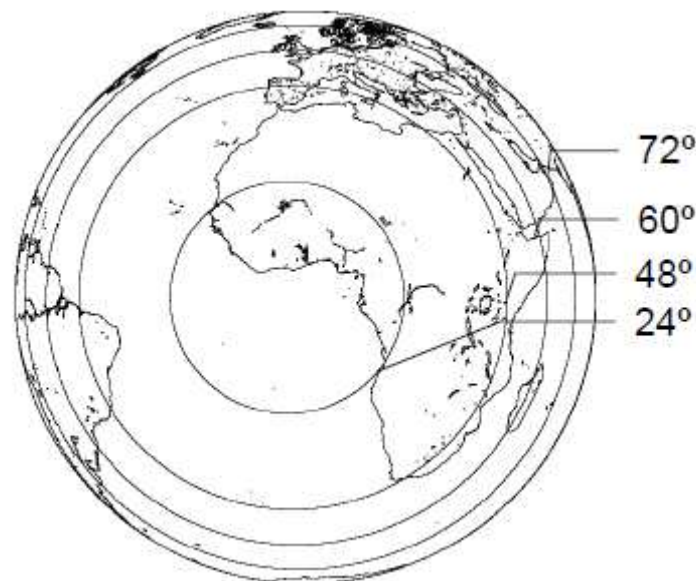
2.4. Geometrie snímání

Vzájemná pozice družice a snímaného povrchu hraje důležitou roli při odvození vztahu mezi naměřenou intenzitou vyzařování a LST. Vzájemný vztah mezi družicí a zemským povrchem je zajištěn znalostí přesné pozice družice v době pořizování dat.

Nejlepší způsob pořizování dat pro minimalizaci zeslabení záření zemskou atmosférou je kolmo k zemskému povrchu. S rostoucí dráhou v atmosféře roste také intenzita pohlceného záření, protože vliv atmosféry roste s délkou dráhy paprsku v atmosféře. Pro družicová data s velkou šířkou záběru musí být výpočet LST korigován koeficienty v závislosti na zenitním úhlu družice.

S rostoucím zenitním úhlem se zvyšuje plocha, ze které je pořizováno jedno družicové měření. Tím dochází k odvození teploty, vztažené pro větší území. V případě družice MSG se jedná až o několik násobků zvýšeného prostorového rozlišení než v nadiru. Zenitní úhel je tedy jeden z klíčových parametrů, který ovlivňuje využitelnost dat pro odvození povrchové teploty (obr. 2.7).

Obr. 2.7: Rostoucí zenitní úhel u snímků MSG-SEVIRI



Zdroj: Niclós, 2006

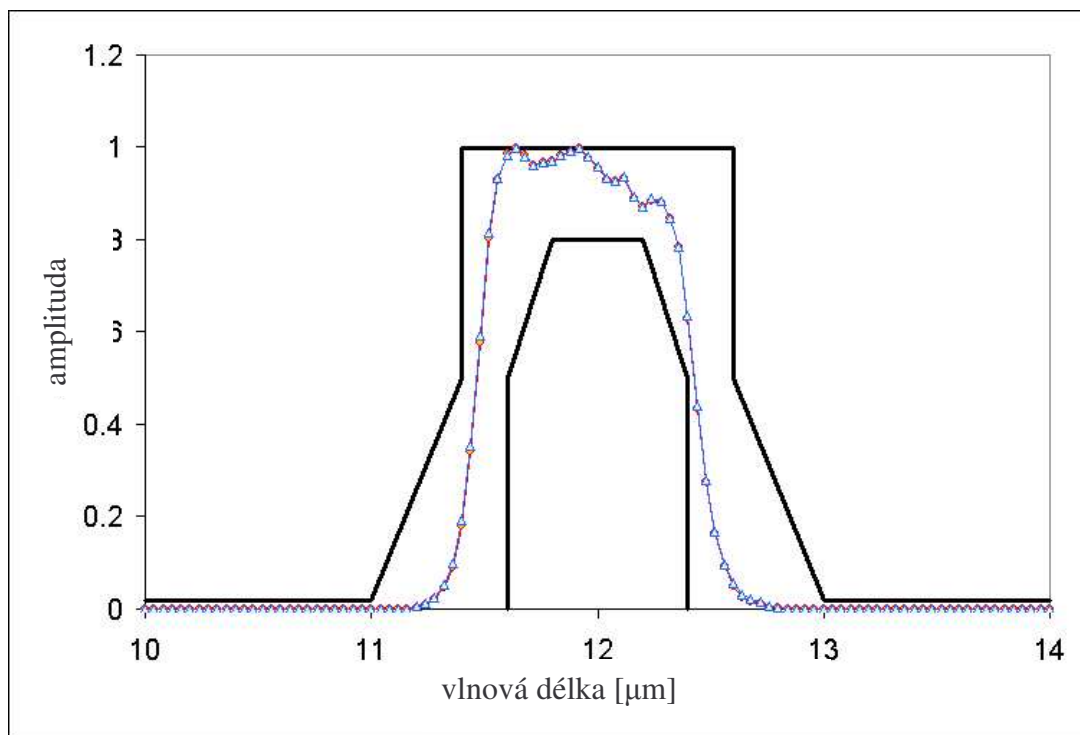
2.5. Vliv radiometru

Intenzita záření je měřena radiometrem. Pokud měří na určitém intervalu vlnových délek, je tato intenzita označována jako spektrální. Radiometr sám o sobě může ovlivnit hodnoty naměřených dat. Celá družice má určitou teplotu a je tedy sama zdrojem elektromagnetického záření, které je pak měřeno radiometrem. K odstranění vlivu družice se využívá kalibrace

radiometru metodou černého okna, kdy se měří hodnota intenzity ozařování družice z kosmického prostoru. Odstranění těchto chyb je velice důležité, aby naměřená intenzita záření odpovídala pouze záření Země.

Další významnou vlastností radiometrů je jejich citlivost na přicházející záření. Citlivostí se rozumí podíl detekované intenzity záření radiometrem na celkové intenzitě dopadajícího elektromagnetického záření. Radiometry jsou konstruovány tak, aby detekovaly určitý rozsah elektromagnetického spektra. Citlivost radiometru pro různé vlnové délky udává tzv. křivka odezvy. Ta je většinou použita v normalizovaném tvaru (obr. 2.8).

Obr. 2.8: Křivka odezvy pro MSG kanál 10 (IR 12,0 μm)



Zdroj: Eumetsat

Křivky odezvy pro radiometr na MSG byly stanoveny z laboratorního měření před vypuštěním družice. Vždy je detektor testován pro širší spektrální pásmo, než je jeho citlivost. Měření bylo prováděno po 40 nm vlnové délky. Kanál IR12,0 u MSG se používá na měření intenzity elektromagnetického záření v intervalu vlnových délek 11-13 μm . Pro krajní hodnoty tohoto intervalu je velikost naměřené intenzity vyzařování nízká.

3. Algoritmy pro odvození povrchové teploty

Obsahem této kapitoly je rozbor metod zabývajících se odvozením povrchové teploty. Tyto metody jsou rozděleny do několika kategorií, které mohou být ještě dále členěny. Algoritmy se mohou dělit podle spektrálních pásem, která používají, dále na denní a noční, na LST (povrchová teplota pevniny) a SST (povrchová teplota moří). Spektrální pásma se používají v tzv. atmosférických oknech, kde je minimální ovlivnění záření zemského povrchu atmosférou. Noční algoritmy nemusí oproti denním zahrnovat vliv Slunce. Během dne se vliv Slunce s rostoucí vlnovou délkou podstatně snižuje. Určit SST je oproti LST snazší, protože vodní hladina a atmosférické zvrstvení nad oceánem je podstatně homogennější.

Koncepty k odvození povrchové teploty se datují do 60. let minulého století (Kaplan, 1959). Vývoj algoritmů na určení teploty z družicových dat započal s vypuštěním první meteorologické družice TIROS (Television Infrared Observation Satellite) v roce 1960. Několik desetiletí trvající výzkum povrchových vlastností Země pomocí DPZ znamenal vytvoření mnoha algoritmů pro získání povrchové teploty. Základní rozdělení algoritmů je na jedno-kanálové a multi-kanálové. Speciálním případem multi-kanálových algoritmů je multi-úhlový algoritmus, který využívá snímky pořízené v různých úhlech záběru.

Každá družice má různé spektrální kanály, které se liší jak zvolenou vlnovou délkou, tak šířkou spektrálního pásma. Navíc jednotlivé radiometry mají různou citlivost na přicházející zářivou energii. Proto bývají jednotlivé algoritmy navrženy pro konkrétní družice nebo alespoň mají navrženy specifické koeficienty v závislosti na parametrech daného senzoru.

Pokud opomeneme vliv atmosféry, určení teploty zemského povrchu je dáno vztahem:

$$T_k = \varepsilon_k \cdot B_k(T_s) \quad (3.1)$$

kde T_k je jasová teplota, ε_k je emisivita povrchu, B_k je intenzita vyzařování pro povrchovou teplotu T_s a k je vlnová délka. Z uvedeného vztahu vyplývá zásadní problém při stanovení povrchové teploty. Rovnice obsahuje dvě neznámé - emisivitu a povrchovou teplotu. Pokud použijeme více spektrálních kanálů, získáme n rovnic, ale $n+1$ neznámých (n neznámých emisivit + 1 neznámá teplota). Proto musí být předem známa hodnota emisivity ε . V případě, že předem nezískáme hodnotu emisivity, musí se použít dalších informací (např. vegetační pokryv).

3.1. Stanovení emisivity

Pro stanovení povrchové teploty musí být předem známa hodnota emisivity. Tu můžeme rozdělit na dvě základní kategorie - na absolutní a relativní. Absolutní emisivita udává poměr

intenzity vyzařování zemského a černého tělesa o stejné teplotě. Relativní emisivita udává poměr emisivit dvou spektrálních kanálů.

Jednou z nejjednodušších metod je referenční metoda (REF – Reference Channel Method). Ta předpokládá, že emisivita v jednom spektrálním kanálu je pro všechny měřené objekty konstantní (Kahle a kol., 1980). Za použití tohoto předpokladu lze v daném kanálu dopočítat povrchovou teplotu (viz metody kap. 3.2) a následně určit emisivitu ostatních kanálů. Problémem u této metody je stanovení hodnoty emisivity. Pro většinu pozemních materiálů se hodnota emisivity pohybuje v rozmezí od 0,7 do 0,99, přičemž hodnoty pod 0,85 jsou typické pro pouštní oblasti (Gillespie a kol., 1997). Pro vegetaci bývá emisivita vyšší než pro holou půdu, proto v oblastech, kde se tyto dvě složky často střídají, je použití konstantní emisivity složitější.

Obdobou metody referenční je metoda normalizované emisivity (NEM – Normalized Emisivity Method, Gillespie, 1985). Využívá také konstantní emisivity, která je přiřazena každému spektrálnímu kanálu. Přiřazení konstantní emisivity všem spektrálním kanálům (každému jinou) způsobuje podobné komplikace jako u REF. Po stanovení emisivity může být z každého kanálu určena povrchová teplota. Rozdíl metody REF a NEM spočívá v tom, že u REF metody si stanovíme jednu emisivitu pro jeden spektrální kanál a dopočteme hodnotu povrchové teploty, popř. emisivitu v jiných kanálech. Zde již je možné použít rovnici 3.1 (máme n rovnic pro n neznámých). U NEM metody se emisivita určí pro každý použitý spektrální kanál. Povrchová teplota je následně stanovena pro všechny použité kanály. Maximální odvozená teplota je pak přiřazena jako LST (Dinh a kol., 2006).

Přiřazení konstantní emisivity celému spektrálnímu kanálu je značně nepřesné kvůli podstatnému rozdílu v emisivitě vegetace a holých ploch. Separaci vegetace od holých ploch můžeme uskutečnit pomocí vegetačních indexů, které nám charakterizují stav vegetace. Většinou se používá normalizovaný tvar. Výsledná emisivita je dána jako součet jednotlivých emisivit:

$$\varepsilon_i = \varepsilon_{vi} P_v + \varepsilon_{si} (1 - P_v) \quad (3.2)$$

kde ε_{vi} a ε_{si} jsou emisivity pro vegetaci a holou půdu a P_v je podíl plochy vegetace na celkové ploše. Hodnoty ε_{vi} a ε_{si} jsou předem dané a neměnné. Hodnotu P_v můžeme získat z normalizovaného vegetačního indexu (NDVI) podle následující rovnice (Carlson a Ripley, 1997):

$$P_v = \left(\frac{NDVI - NDVI_s}{NDVI_v - NDVI_s} \right)^2 \quad (3.3)$$

kde $NDVI_v$ je normalizovaný vegetační index pro pixely zcela pokryté vegetací ($P_v=1$) a $NDVI_s$ pro pixely s naprosto holou půdou ($P_v=0$).

Z normalizovaného vegetačního indexu může být emisivita odhadnuta přímo. Van de Griend a Owe (1993) odvodili závislost emisivity na NDVI:

$$\varepsilon = a + b \ln(NDVI) \quad (3.4)$$

Koeficienty a a b mají hodnoty 1,0094 resp. 0,047, které byly odvozeny z regresní analýzy. Práce prokázala vysokou korelaci emisivity a NDVI pro hodnoty NDVI v intervalu od 0,2 do 0,7.

Stanovení emisivity na základě normalizovaného vegetačního indexu již zahrnuje jeden parametr zemského povrchu, a to stupeň pokrytí vegetace. Pořád ale rozlišuje pouze dva stavy, které může daný povrch nabídnout. Pro rozdělení zemského povrchu do více kategorií se využívají klasifikační metody. Klasifikaci zemského povrchu provedl např. Chen (2001), který použil 19 kategorií zemského povrchu (tabulka 3.1) a emisivitu pro jednotlivé kategorie počítal na základě relativní emisivity za předpokladu, že podíl emisivit a naměřené radiační intenzity zůstává konstantní:

$$\varepsilon'_3 = \frac{\varepsilon_3}{\varepsilon_4} = \frac{B_3(T_3) - M_{a3}^\downarrow}{B_4(T_4) - M_{a4}^\downarrow} \quad (3.5)$$

$$\varepsilon_3 = 1 - \frac{B_3(T_3) - \varepsilon'_3 B_3(T_4) - (1 - \varepsilon'_3) M_{a3}^\downarrow}{\chi S'_3} \quad (3.6)$$

kde ε'_3 je relativní emisivita, M_a^\downarrow je sestupná intenzita záření atmosféry, B je Planckova funce, χ je anizotropický korelační faktor (udává vliv nerovnoměrné odrazivosti Slunce od zemského povrchu) a S' je sluneční intenzita ozařování zemského povrchu. Indexy 3 a 4 symbolizují kanály senzoru AVHRR, pro které byly rovnice použity.

Použití podílu emisivit ze dvou různých měření předpokládá prostorově a časově neměnné atmosférické podmínky (Watson, 1992). Těch může být obtížně dosaženo především nad pevninou, kde je atmosféra více variabilní. Pouze za stejných atmosférických podmínek dochází k výpočtu stejné relativní emisivity.

Tabulka 3.1: Chenova klasifikace krajinných typů a jejich průměrná emisivita pro kanál 3 AVHRR

krajinný typ	rok 1986			
	leden	duben	červen	říjen
stále zelené jehličnaté lesy	0,947	0,951	0,964	0,928
stále zelené listnaté lesy	0,954	0,956	0,958	0,965
opadavé jehličnaté lesy	---	0,929	0,963	0,941
opadavé listnaté lesy	0,942	0,943	0,957	0,953
smíšený les	0,953	0,945	0,964	0,946
křoviny - hustý pokryv	0,908	0,933	0,944	0,924
křoviny - částečný pokryv	0,827	0,873	0,932	0,861
savana se stromy	0,919	0,93	0,951	0,947
travnatá savana	0,874	0,926	0,924	0,933
louky a pastviny	0,864	0,899	0,924	0,901
trvalé mokřiny (tráva+voda)	0,928	0,951	0,956	0,901
pole	0,913	0,924	0,939	0,923
zastavěné plochy	0,917	0,929	0,944	0,937
tráva (50 %) + smíšený les (50 %)	0,915	0,926	0,942	0,927
sníh / led	0,924	0,972	0,969	0,954
poušť	0,772	0,866	0,921	0,797
voda	0,951	0,973	0,973	0,962
tundra	0,935	0,968	0,949	0,929
pobřeží	0,929	0,952	0,959	0,939

Zdroj: Chen (2001)

3.1.1. TISI metoda

Metoda TISI (Thermal Infrared Spectral Indices) vypočítává radiační poměry, které jsou nezávislé na LST a následně je vztahuje k poměru emisivit (Becker, Li, 1990). TISI metoda je použitelná pro široké rozmezí emisivit povrchu. Základní vztah pro odvození LST je dán upravenou Planckovou rovnicí (Slater, 1980):

$$B_k(T_s) = \alpha_k(T_0) T_0^{n_k(T_0)} \quad (3.7)$$

kde α a n jsou konstanty pro daný spektrální kanál k a T_0 je referenční teplota (předpokládaná teplota povrchu). V této rovnici jsou neznámé koeficienty α a n , které mohou být z rovnice 3.7 vyjádřeny za použití první derivace:

$$n_k(T_0) = \frac{c_2}{\lambda_k T_0} \left[1 + \frac{1}{e^{\frac{c_2}{\lambda_k T_0}} - 1} \right] \quad (3.8)$$

$$\alpha_k(T_0) = \frac{B_k(T_0)}{T_0^{n_k(T_0)}} \quad (3.9)$$

Koeficienty α a n mohou být při použití úzkých spektrálních kanálů vypočítány z lineární regrese (Dash, 2005). Dash (2005) také za použití rovnic 3.8 a 3.9 stanovil hodnoty těchto koeficientů pro kanály atmosférických oken u družice MSG (tabulka 3.2).

Tabulka 3.2: Hodnoty koeficientů α a n pro vybrané kanály MSG-1

Kanál (μm)	NE Δ T (K)	α_k (270-310K) $\left[\frac{mW}{m^2sr cm K} \right]$	n_k (270-310K)	RMS chyba v T(K)	Maximální chyba v T(K)	MSG série
5 (IR 3,8)	0,11	$1,247 \cdot 10^{-31}$	12,479	0,20	0,46	MSG-1
8 (IR 8,7)	0,07	$4,813 \cdot 10^{-13}$	5,726	0,20	0,45	
10 (IR 10,8)	0,07	$3,334 \cdot 10^{-10}$	4,654	0,20	0,44	
11 (IR 12,0)	0,11	$4,278 \cdot 10^{-9}$	4,230	0,19	0,45	

Zdroj: Dash, 2005

Jak již bylo zmíněno na začátku, TISI metoda je poměr dvou spektrálních emisivit. Aby bylo patrné, že jde o podíl emisivit, je někdy zkratka TISI rozšířena na TISIE. Tento poměr odvodil např. Peticolin a kol. (2002):

$$TISI_{i,j} = \left[\frac{M_i}{\alpha_i C_i} \right]^{\frac{1}{n_i}} \left[\frac{M_j}{\alpha_j C_j} \right]^{\frac{-1}{n_j}} = \frac{\varepsilon_i^{\frac{1}{n_i}}}{\varepsilon_j^{\frac{1}{n_j}}} \quad (3.10)$$

kde M je naměřená intenzita vyzařování v kanálu i a j a C je specifická proměnná pro daný kanál, která se dá vyjádřit jako:

$$C_k = 1 + \frac{(1 - \varepsilon_k) L_k^\downarrow}{\varepsilon_k B_k(T_s)} \quad (3.11)$$

Po vytknutí C_k TISI závisí pouze na poměru emisivit. Získáním TISI hodnoty dopočítáme absolutní emisivitu, jako je tomu např. u rovnice 3.5 a 3.6.

3.2. Stanovení povrchové teploty

Následující metody využívají předem stanovené hodnoty emisivity.

3.2.1. Jedno-kanálové metody

Povrchová teplota je nezávislá na vlnové délce, a proto může být odvozena za použití pouze jednoho spektrálního kanálu. Většinou se využívá atmosférické okno v termální infračervené části spektra (TIR) o vlnových délkách v rozsahu 8-12 μm .

Tyto metody využívají znalosti atmosférického teplotního zvrstvení, ale také obsahu vodní páry v jednotlivých profilech. Jednotlivé metody stanovují různé absorbenty termálního

záření, každá však musí zahrnovat vliv vodní páry, jakožto nejvýznamnějšího absorbenta záření zemského povrchu v TIR. Dále mohou počítat s vlivy např. methanu, oxidu uhličitého, popř. aerosolů. Atmosférické zvrstvení lze získat pomocí atmosférických sond. Jejich data pak použijeme na celé zkoumané území (Schroedter a kol., 2003), to však může způsobit významné chyby při horizontální proměnlivosti atmosféry.

Druhou možností odstranění vlivu atmosféry je využití modelu radiačního přenosu (př. MODTRAN). Tyto modely simulují záření zemského povrchu na horní hranici atmosféry (TOA) pro různou emisivitu, zenitní úhel satelitu a atmosférické zvrstvení. Modely radiačního přenosu mají předem určené parametry, které se mění v závislosti na daném místě a jeho charakteru (např. na teplotních podmínkách, emisivitě).

Jedno-kanálové metody jsou přímo závislé na stanovení atmosférických podmínek a jejich korekcí. Čím přesnější je atmosférický model, tím jsou přesnější i výsledky. Při atmosférické simulaci blížící se skutečnému stavu mohou tyto metody dosahovat mnohem lepších výsledků než metody dělených oken (Dash, 2003). Jejich přesnost rychle klesá se zhoršujícím se modelem. Příkladem výpočtu teplotního zvrstvení je metoda 4A (Automatized Atmospheric Absorption Atlas), kterou vyvinul Scott (1981). Je navržena pro výpočet atmosférické propustnosti pro družice Tiros-N, Meteosat.

3.2.2. Metody dělených oken

Metody dělených oken (split-window) jsou založeny na dvou spektrálních kanálech, které mají podobnou vlnovou délku. Využívá se různé absorpce v těchto dvou kanálech a na základě toho se stanovuje ovlivnění záření zemského povrchu atmosférou. Základní tvar rovnice je:

$$T_s = \alpha + \beta T_i + \gamma(T_i - T_j) \quad (3.12)$$

kde T_i a T_j jsou jasové teploty v kanálu i a j , α , β a γ jsou koeficienty speciálně navržené pro jednotlivé senzory. Vzhledem k tomu, že dva sousední kanály, ležící v atmosférickém okně, mají přibližně stejné hodnoty jasové teploty, je atmosférický vliv dán jejich rozdílem ($T_i - T_j$). Čím větší vliv atmosféry, tím je tento rozdíl větší. Některé metody mají různé koeficienty rovnice v závislosti na tomto rozdílu, tedy na vlivu atmosféry.

V literatuře je často uváděna jednodušší forma, kde je pro každou jasovou teplotu odvozen její koeficient (Brown, 1999):

$$T_s = a_0 + a_1 T_i + a_2 T_j \quad (3.13)$$

Koeficient a_0 značí celkové přizpůsobení obou kanálů na zeslabení atmosféry. V podstatě jde o jednoduchou transformaci rovnice 3.12, kde $a_0 = \alpha$, $a_1 = \beta + \gamma$ a $a_2 = -\gamma$. Nastavení konstantních koeficientů může u rozsáhlých oblastí s měnícími se atmosférickými profily způsobit značné odchylky. Naprosto nevhodné jsou tyto rovnice pro určení teploty zemského povrchu pro celou planetu, kde je jistá atmosférická variabilita, a tudíž musí docházet k přizpůsobení koeficientů daným podmínkám (Minnett, 1990). Rovnice také nevypovídají o úhlové závislosti pro odvození LST. Odvození LST v závislosti na zenitním úhlu družice má následující tvar:

$$T_s = \alpha + \beta T_i + \gamma(T_i - T_j) + \delta(1 - \sec(\theta)) \quad (3.14)$$

kde θ je zenitní úhel družice a δ je koeficient, který koriguje vliv úhlu pozorování.

Dosud popsané metody předpokládaly lineární růst povrchové teploty v závislosti na jasové teplotě. Walton (1988) popsal nelineární přístup, zavedl tzv. environmentální teplotu. Environmentální teplota je předem vypočtená hodnota teploty, která slouží jako odhad konečné teploty. Může být vypočtena z předešlých metod, např. rovnice 3.12. Základní tvar rovnice pro nelineární přístup je následující:

$$T_s = \alpha + \beta T_i + \gamma(T_i - T_j)T_e + \delta(1 - \sec(\theta)) \quad (3.15)$$

Použité konstanty jsou stejné jako u rovnice 3.12, navíc je zde pouze environmentální teplota T_e . Jak prokázal Brown (1999), je použití nelineární metody výhodné pro vyšší teploty, kde pak dochází k menším odchylkám v porovnání s pozemními měřeními.

Metody dělených oken jsou jedny z nejpoužívanějších algoritmů. Při správném stanovení koeficientů mohou dosahovat velmi kvalitních výsledků. Jejich implementace je v porovnání s ostatními metodami snadná, protože využívají pouze naměřených družicových dat ke stanovení zeslabení atmosféry a následně k odvození povrchové teploty. Z tohoto důvodu vznikla řada prací, ve kterých je odvozena povrchová teplota (tabulka 3.3).

V tabulce 3.3 hodnoty A nebo C reprezentují koeficienty navržené jednotlivými autory. T_i a T_j jsou jasové teploty pro sousední kanály nacházející se v atmosférických oknech, $\varepsilon_{i,j}$ je emisivita v kanálu i nebo j , ε je průměrná emisivita, $\Delta\varepsilon$ rozdíl emisivit a θ je zenitní úhel družice. Všechny metody dělených oken jsou snáze rozpoznatelné, protože musí vždy použít rozdíl jasových teplot ($T_i - T_j$) ke stanovení zeslabení atmosféry.

Tabulka 3.3: Příklady odvození povrchové teploty za použití split-window metod

č.	rovnice	zdroj
1	$T_s = C + (A_1 + A_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2})(T_i + T_j) + (A_4 + A_5 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_6 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2})(T_i - T_j) + D(T_i - T_j)(\sec \theta - 1)$	Wan & Dozier, 1996; Becker & Li, 1990.
2	$T_s = C + A_1 \frac{T_i}{\varepsilon} + A_2 \frac{T_j}{\varepsilon} + A_3 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + D(T_i - T_j)(\sec \theta - 1)$	Prata & Platt, 1995; Modified by Caselles <i>et al.</i> 1997.
3	$T_s = C + A_1 T_i + A_2 (T_i - T_j) + A_3 (1 - \varepsilon_i) + A_4 \Delta\varepsilon + D(T_i - T_j)(\sec \theta - 1)$	Coll <i>et al.</i> 1997.
4	$T_s = C + A_1 T_i + A_2 (T_i - T_j) + A_3 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_4 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} + D(T_i - T_j)(\sec \theta - 1)$	Vodal, 1991.
5	$T_s = C + A_1 T_i + A_2 (T_i - T_j) + A_3 (T_i - T_j) \varepsilon_i + A_4 T_j \Delta\varepsilon + D(T_i - T_j)(\sec \theta - 1)$	Price, 1984.
6	$T_s = C + A_1 T_i + A_2 (T_i - T_j) + A_3 \varepsilon + D(T_i - T_j)(\sec \theta - 1)$	Uliveri & Cannizzaro, 1985.
7	$T_s = C + A_1 T_i + A_2 (T_i - T_j) + A_3 \varepsilon + A_4 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon} + D(T_i - T_j)(\sec \theta - 1)$	Sobrino <i>et al.</i> , 1994.
8	$T_s = C + A_1 T_i + A_2 (T_i - T_j) + A_3 (1 - \varepsilon) + A_4 \Delta\varepsilon + D(T_i - T_j)(\sec \theta - 1)$	Uliveri <i>et al.</i> , 1992.
9	$T_s = C + A_1 T_i + A_2 (T_i - T_j) + A_3 (T_i - T_j)(T_i - T_j) + A_4 (1 - \varepsilon_i) + A_5 \Delta\varepsilon + D(T_i - T_j)(\sec \theta - 1)$	Sobrino <i>et al.</i> , 1993.

3.2.3. Multi – úhlová metoda

Tato metoda je velice podobná metodě dělených oken s tím rozdílem, že použité spektrální kanály mají různý úhel pozorování a tím i různou délku dráhy v atmosféře spojenou s odlišnou mírou absorpce. Ne každá družice může pořizovat snímky s různým úhlem pohledu, proto je použití těchto metod značně omezené. Prvním senzorem, který mohl snímat v rozdílných úhlech pohledu, byl ATSR na družici ERS-1. Sobrino a kol. (1996) odvodili vztah mezi měřeními v různých úhlech pohledu pro senzor ATSR:

$$B_k(T_s) = B_k(T_n) \frac{a_1}{a_2} - B_k(T_f) \frac{a_0}{a_2} - [B_k(T_n) - B_k(T_f)] \frac{a_0 a_1}{a_2} \quad (3.16)$$

kde n a f značí pohled v nadíru resp. dopředu. Koeficienty a_0 , a_1 a a_2 jsou dány vztahem:

$$a_0 = 1 - \tau_n \tau_d - \varepsilon_n \tau_n (1 - \tau_d) \quad (3.17)$$

$$a_1 = 1 - \tau_f \tau_d - \varepsilon_f \tau_f (1 - \tau_d) \quad (3.18)$$

$$a_2 = \varepsilon_n \tau_n (1 - \tau_f \tau_d) - \varepsilon_f \tau_f (1 - \tau_n \tau_d) \quad (3.19)$$

kde τ_d značí propustnost difúzního záření. Pokud uvažujeme, že povrch emituje záření všemi směry stejně, pak se hodnoty emisivity rovnají. Vyjádření povrchové teploty z rovnice 3.16 za použití Taylorovy řady odvodil Dash (2005):

$$T_s = T_{B_n} + (T_{B_n} - T_{B_f}) \frac{a_0}{a_2} - \left[1 + \frac{a_0 - a_1}{a_2} \right] P_n - (T_{a_n} - T_{a_f}) \frac{a_0 a_1}{a_2} \quad (3.20)$$

kde P_n je parametr rozsahu teplot získaný pomocí Planckovy rovnice.

Další možností pořizování dat s různým úhlem pohledu je využití měření ze dvou družic. Tyto družicové senzory musí mít stejné spektrální kanály a musí měřit ve stejný okamžik zkoumané území. Vždy se však alespoň jedno měření provádí pod vyšším úhlem pohledu a tím dochází ke zvýšení atmosférického zeslabení v tomto kanálu. Metody využívající více úhlů pohledu musí dobře znát vyzařovací charakteristiku povrchu, kde nestačí pouze absolutní hodnota emisivity. Emisivita musí mít závislost na směru vyzařování. Dále musí být stanoven vliv atmosféry pro různou délku průletu záření atmosférou. Pokud jsou tyto parametry dobře určeny, je stanovení povrchové teploty pomocí této metody velmi přesné (Sobrino a kol, 1996).

4. Popis použitých družicových dat

Tato kapitola se podrobně zabývá získáním a popisem použitých družicových dat a jejich odvozených produktů. V této práci byla použita data z družic MSG-2 a EOS AM-1 (Modis).

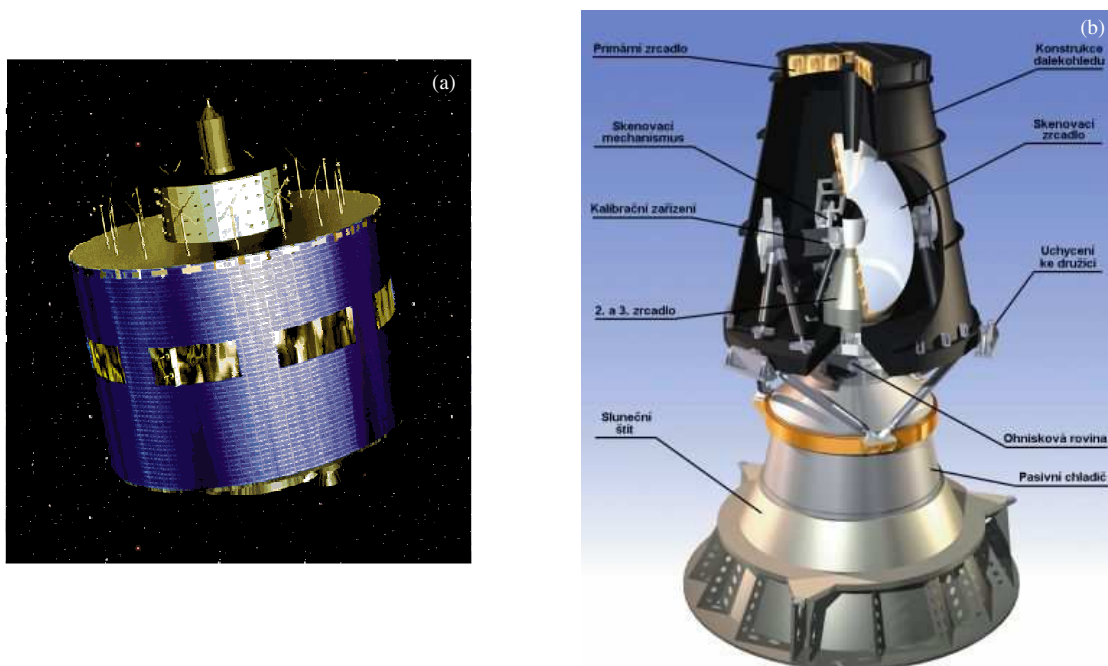
Družicová data jsou uživatelům předávána v různých formátech a s různým stupněm předzpracování. Zpravidla lze získat jak původní snímky, tak jejich odvozené produkty, tedy i povrchovou teplotu. Důležitým pomocným souborem jsou metadata, která zde budou ve stručnosti také popsána.

4.1. MSG

MSG je zkrácený název družice Meteosat druhé generace (Meteosat Second Generation). Jak z názvu vyplývá, jedná se již o druhou řadu družic Meteosat. První generace družic Meteosat započala vypuštěním družice Meteosat-1 v listopadu roku 1977. Celkem se na oběžné dráze vystřídal sedm družic první generace, než byly nahrazeny roku 2002 generací druhou.

MSG program plánuje sérii čtyř identických satelitů, které budou nahrazeny přibližně v roce 2014 družicemi třetí generace. V současné době snímá Českou republiku družice MSG-2. Někdy bývá označena jako Meteosat-9, kde je použit původní název družice s celkovým pořadovým číslem. MSG-2 se nachází na geostacionární dráze nad rovníkem a nultým poledníkem.

Obr. 4.1: Družice MSG a popis jejího přístroje SEVIRI



Zdroj: Schmetz a kol., 2007 - (a), ČHMÚ - (b)

Druhá generace družic má oproti první řadě vylepšení. Tím nejzásadnějším je výměna přístroje MVIRI (Meteosat Visible and Infrared Imager) za přístroj SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager). Záměnou radiometrů se zvýšil počet spektrálních kanálů ze 3 na 12 a zkrátilo se temporální rozlišení z 30 minut na 15 minut.

Senzor SEVIRI obsahuje dva termální infračervené kanály (TIR), které jsou v atmosférickém okně 8 – 12 μm . Díky tomu lze pro tato data odvodit povrchovou teplotu pomocí split-window techniky. Předcházející senzor MVIRI měl pouze jeden kanál v TIR a nemohla být u něho použita metoda split-window. K odstranění vlivu atmosféry na naměřených datech a odvození povrchové teploty vyžadovalo dobrou znalost teplotního a vlhkostního zvrstvení atmosféry. Senzor SEVIRI navíc obsahuje kanál i v blízkém infračerveném pásmu, který je však kvůli vlivu sluneční radiace použitelný pouze v nočních hodinách.

Družice MSG nese pouze senzor SEVIRI, ale i další přístroje. Druhým významným zařízením je GERB (Geostationary Earth Radiation Budget). GERB poskytuje informace o odraženém slunečním záření a emitovaném termálním záření Země a atmosféry.

Družice MSG kromě pořizování obrazových dat plní i další funkce. Může přenášet data z automatických měřících meteorologických stanic, detekovat nouzové vysílání nebo poskytovat data o základních meteorologických jevech a událostech.

O provoz evropských meteorologických družic se stará mezinárodní organizace Eumetsat se sídlem v německém Darmstadtu. Eumetsat tvoří společenství států, které zároveň financují její chod. V současné době má Eumetsat 24 členských států, přičemž v roce 2009 přistoupily Polsko a Litva. Česká republika patří k šesti tzv. přidruženým členům (cooperating member states). To obnáší nižší členské příspěvky oproti plnohodnotným členům. Jako přidružený stát nemá Česká republika hlasovací právo a nemůže tedy ovlivňovat činnost Eumetsatu.

Distribuce dat je řešena systémem EumetCast. Kromě dat z MSG je možné takto získat data z jiných družic provozovaných Eumetsatem (Metop), dostupná jsou data i z některých polárních družic (př. Meris). Data získaná z družice MSG jsou posílána do pozemní stanice (Usingen, Německo), kde jsou kalibrována. Následně jsou poslána do řídicího centra v Darmstadtu, odkud jsou posléze pomocí telekomunikační družice (v současnosti HotBird-6) předávána uživatelům. Pomocí systému EumetCast se distribují také odvozené produkty z dat MSG.

Pokud chceme získat starší snímky z MSG, je možné využít U-MARF (Unified Meteorological Archive and Retrieval Facility). Zde jsou archivovány snímky z družic Meteosat první a druhé generace a snímky z družic Metop. Archiv je dostupný přes internet.

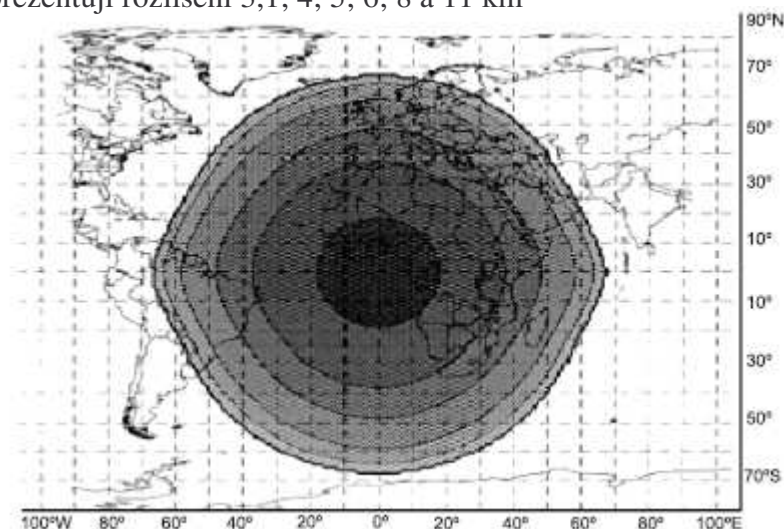
4.1.1. Popis kanálů senzoru SEVIRI

Optický zobrazovací radiometr SEVIRI je hlavním zařízením neseným družicí MSG. Pořizuje data po řádcích od jihu k severu a od západu k východu. Slovo „spinning“ v názvu přístroje znamená, že družice MSG se otáčí kolem své osy. Za jednu minutu se otočí stokrát, přičemž jedno otočení znamená jednu naskenovanou řádku. Celý snímek zemské polokoule je dokončen za 12 minut a zbylé tři minuty jsou využity k nastavení přístroje pro další měření. Česká republika je snímána přibližně po devíti minutách od začátku snímání.

SEVIRI obsahuje čtyři spektrální kanály (tab. 4.1) v blízkém infračerveném pásmu (VNIR) a dalších osm v infračerveném pásmu (IR). V sub-satelitním bodě dosahuje rozlišení snímků 3,1 km, pro kanál HRV (High Resolution Visible) dokonce 1 km. S rostoucím zenitním úhlem se podstatně snižuje rozlišení (obr. 4.2). Rozlišovací schopnost pro oblast střední Evropy je přibližně 3,5 x 6 km. Vlivem geometrie snímání je vždy delší rozměr pixelu orientován ve směru severo-jihním (Setvák, 2003).

Z dat MSG je možné získávat nejrůznější informace o zemském povrchu a atmosféře. MSG je meteorologická družice, proto je jejím primárním účelem poskytnout informace o zemské atmosféře. Takovými informacemi mohou být například detekce oblačnosti a její typ, směr a rychlost větru, výška oblačnosti... Stav atmosféry do velké míry souvisí se stavem zemského povrchu a naopak. Kanály umístěné v atmosférických oknech (IR 10,8 a IR 12,0) získávají data o zemském povrchu, která mohou být použita kromě odvození povrchové teploty i k jiným aplikacím vztaheným k zemskému povrchu, ale i pro předpověď počasí. Atmosférické okno v blízkém infračerveném pásmu obsahuje kanál IR 3,9. Tento kanál je „mezistupněm“ mezi solárními a termálními kanály, protože intenzita vyzařování Země a ozařování Slunce se přibližně rovnají. Jeho využití je především v nočních hodinách, kdy detekuje pouze termální záření Země.

Obr. 4.2: Změna velikosti snímaného území s rostoucím zenitním úhlem. Nejtmavší odstíny šedi postupně reprezentují rozlišení 3,1; 4; 5; 6; 8 a 11 km



Přístroj SEVIRI má speciální kanál na detekci množství ozónu (IR 9,7). Vzhledem k velké variabilitě obsahu ozónu ve stratosféře je tento kanál spolu s temporálním rozlišením družice unikátní pro sledování stavu ozónu. Od ostatních kanálů se liší kanál HRV, který má vyšší rozlišení. Měří elektromagnetické záření ve viditelné části spektra. Pokud použijeme pansharpening (zvýšení prostorového rozlišení pomocí panchromatického snímku), můžeme docílit lepšího efektu při vizualizaci dat.

Použitím barevné kompozice můžeme ze snímků odvodit nejrůznější informace. Za použití pouhého rozdílu dvou kanálů získáme informace např. o oblačnosti (rozdíly v kanálech 5-9, 6-9), sněhu (3-1), ohni (4-9) apod. Vytvořením RGB modelů z jednotlivých snímků lze barevně odlišit různé typy oblačnosti, separovat sněhovou pokrývku od oblačnosti apod. Více o kombinaci jednotlivých kanálů udává Roesli (2004).

Tabulka 4.1: Spektrální kanály přístroje SEVIRI

č. kanálu	označení kanálu	spektrální charakteristika [μm]			hlavní využití
		λ_{cen}	λ_{min}	λ_{max}	
1	VIS 0,6	0,635	0,56	0,71	povrch, oblačnost, pole proudění
2	VIS 0,8	0,81	0,74	0,88	povrch, oblačnost, pole proudění
3	NIR 1,6	1,64	1,50	1,78	povrch, rozlišení ledové fáze v oblacích
4	IR 3,9	3,90	3,48	4,36	povrch, oblačnost, pole proudění
5	WV 6,2	6,25	5,35	7,15	vodní pára, vysoká oblačnost, atm. instabilita
6	WV 7,3	7,35	6,85	7,85	vodní pára, atm. instabilita
7	IR 8,7	8,70	8,30	9,10	povrch, oblačnost, atm. instabilita
8	IR 9,7	9,66	9,38	9,94	ozón
9	IR 10,8	10,80	9,80	11,80	povrch, oblačnost, pole proudění, atm. instabilita
10	IR 12,0	12,00	11,00	13,00	povrch, oblačnost, atm. instabilita
11	IR 13,4	13,40	12,40	14,40	výška cirrů, atm. instabilita
12	HRV	širokopásmový (asi 0,4 - 1,1 μm)			povrch, oblačnost

Zdroj: Schmetz a kol., 2007

Přístroj SEVIRI měří přicházející hodnoty záře. U termálních kanálů je dobré si tuto intenzitu převést na jasovou teplotu. Následující rovnice ukazuje tento převod (Rosenfeld, 2005):

$$T_b = \left[\frac{c_2 \lambda_c}{\log\left(\frac{c_1 \lambda_c^3}{L} + 1\right)} - B \right] A^{-1} \quad (4.1)$$

kde T_b je jasová teplota, L je naměřená zář, λ_c je střední vlnová délka daného kanálu [cm^{-1}], c_1 a c_2 konstanty ($c_1 = 1,19104 \cdot 10^{-5} \text{ mW m}^{-2} \text{ sr}^{-1}(\text{cm}^{-1})^{-4}$ a $c_2 = 1.43877 \text{ K}(\text{cm}^{-1})^{-1}$). Parametry A a B byly vypočteny pomocí regresní analýzy a jsou pro každý kanál MSG odlišné (tab. 4.2).

Tabulka 4.2: Hodnoty koeficientů pro převod z naměřené intenzity vyzařování na jasovou teplotu u MSG-1

kanál (μm)	λ_c [cm^{-1}]	A [K]	B [K]
4 (IR 3,9)	2569,094	0,9959	3,471
5 (WV 6,2)	1598,566	0,9963	2,219
6 (WV6.2)	1362,142	0,9991	4,485
7 (IR 8,7)	1149,083	0,9996	0,181
8 (IR 9,7)	1034,345	0,9999	0,060
9 (IR 10,8)	930,659	0,9983	0,627
10 (IR 12,0)	839,661	0,9988	0,397
11 (IR 13,4)	752,381	0,9981	0,576

Zdroj: (Rosenfeld, 2005)

Pro solární kanály je možné převést hodnoty intenzity vyzařování na odrazivost (Rosenfeld, 2005), pro odvození povrchové teploty je nutné použít vždy termální kanály.

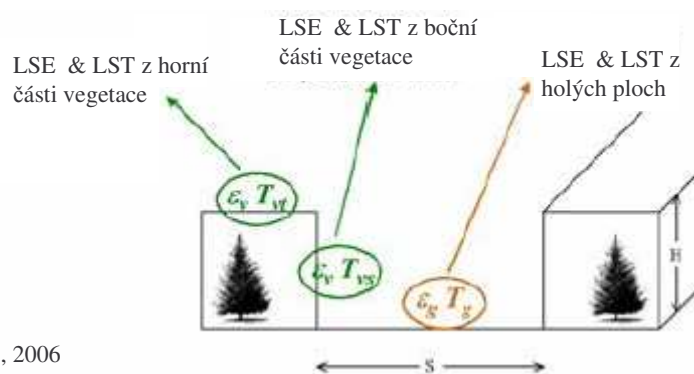
4.1.2. Odvození LST z dat MSG

Pokud máme jasové teploty pro atmosférické okno v TIR, můžeme z nich vypočítat metodou generalizovaných oken LST. Nejprve však musíme znát hodnoty emisivity, která se pro data MSG počítá metodou vegetačního pokryvu (VCM – Vegetation Cover Method). Tato metoda je založena na výpočtu podílu vegetace a holých ploch pro jednotlivé pixely. Využívá přitom produktu částečného vegetačního krytu (FCV – Fractional Vegetation Cover).

FCV stanovuje podíl mezi holou půdou a vegetací (obr. 4.3). Pro nízké prostorové rozlišení je pixel převážně heterogenní, tvořený kombinací holých ploch a vegetace. Proces identifikování podílu těchto dvou kategorií na naměřené hodnotě intenzity záření je

označován jako spektrálně smíšená analýza (SMA – Spectral Mixture Analysis). SMA metoda je založena na matematickém popisu odrazivých vlastností materiálu, kde je podstatná odlišnost v odrazivosti holé půdy a vegetace (př. vegetační indexy). Využívá se vlnových délek v oblasti blízkého infračerveného pásma a viditelného červeného pásma.

Obr. 4.3: Model zemského povrchu pro metodu VCM



Zdroj: Trigo a kol., 2006

FCV metoda je citlivá na různé vlnové délky, intenzitu slunečního záření, topografické vlivy, nepřesnost ve stanovení odrazivosti. Vegetace v různých ekosystémech může mít různé charakteristiky odrazivosti, které jsou pak zdrojem chyb (MUP VEGA, 2006). FCV hodnoty jsou vypočteny z normalizovaných vegetačních indexů podle následujícího vzorce (Peres, DaCamara, 2005):

$$FCV = \frac{1 - \frac{NDVI}{NDVI_g}}{\left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_g}\right) - \left(\frac{\rho_{0,8,v} - \rho_{0,6,v}}{\rho_{0,8,g} - \rho_{0,8,g}}\right) \left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_v}\right)} \quad (4.2)$$

kde v a g reprezentují vegetaci resp. holou půdu, ρ je odrazivost v kanálu IR0,8 resp. IR0,6 a NDVI je normalizovaný vegetační index. NDVI s indexy v a g reprezentují hodnoty pro pixel zcela pokrytý vegetací resp. naprosto bez vegetace. Hodnoty FCV mohou nabývat rozsahu od nuly do jedné.

Po vypočtení podílu vegetace lze dopočítat hodnoty emisivity. Ta je pak dána předem stanovenými hodnotami emisivity pro vegetaci a holou půdu:

$$\varepsilon_k = \varepsilon_{k,d} + d\varepsilon_k \quad (4.3)$$

kde hodnota $\varepsilon_{k,d}$ značí emisivitu vztaženou na vyzařování zemského povrchu a $d\varepsilon_k$ je vztaženo k záření, jenž je nepřímo emitované vlivem vnitřní odrazivosti. Proměnné v rovnici 4.3 se dají zapsat podle následujícího tvaru (Trigo a kol., 2006):

$$\varepsilon_{k,d} = \varepsilon_{k,v} FVC + \varepsilon_{k,g} (1 - FVC) \quad (4.4)$$

$$d\varepsilon_k = 4 \langle d\varepsilon_k \rangle FVC (1 - FVC) \quad (4.5)$$

kde $\langle \rangle$ značí průměrnou hodnotu $d\varepsilon_k$. Pro jednoduchost se může proměnná $d\varepsilon_k$ ve výpočtu vynechat a emisivitu lze stanovit za použití rovnice 4.4.

Hodnoty emisivity jsou nutné pro stanovení LST. Rovnice pro odvození LST je založena na metodě generalizovaných dělených oken (Wan, Dozier, 1996). Využívá jasových teplot pro kanály IR10,8 a IR12,0. Základní tvar rovnice pro výpočet povrchové teploty je:

$$LST = \left(A_1 + A_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{10,8} + T_{12,0}}{2} + \left(B_1 + B_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{10,8} - T_{12,0}}{2} + C \quad (4.6)$$

kde ε je průměrná emisivita kanálů IR10,8 a IR12,0 ($\varepsilon = (\varepsilon_{10,2} + \varepsilon_{12,0})/2$) a $\Delta\varepsilon$ je rozdíl jejich emisivit ($\Delta\varepsilon = \varepsilon_{10,8} - \varepsilon_{12,0}$). Bohužel se nepodařilo získat koeficienty dané rovnice, a tak nelze detailně popsat odvození povrchové teploty. Rovnice byla převzata od Wana a Doziera (1996), kteří ji původně navrhli pro senzor Modis a AVHRR. Jelikož je odvození LST pro Modis a MSG stejné, bude tento postup popsán pro senzor Modis, u kterého byly získány hodnoty koeficientů rovnice 4.6.

V literatuře dostupnou metodu odvození LST udává Atitar a kol. (2008). Základní tvar rovnice pro odvození LST je následující:

$$T_s = T_{10,8} + a_1 (T_{10,8} - T_{12,0}) + a_2 (T_i - T_j)^2 + a_3 (1 - \varepsilon) + a_4 W (1 - e) + a_5 \Delta\varepsilon + a_6 W \Delta\varepsilon + a_0 \quad (4.7)$$

kde W značí celkový obsah vodních par (cm) ve směru měření družice, ε je průměrná emisivita kanálů IR10,8 a IR12,0 ($\varepsilon = (\varepsilon_{10,2} + \varepsilon_{12,0})/2$) a $\Delta\varepsilon$ je rozdíl jejich emisivit ($\Delta\varepsilon = \varepsilon_{10,8} - \varepsilon_{12,0}$). Rovnice má odvozeny koeficienty a z numerických modelů. Koeficienty jsou závislé na zenitním úhlu, přičemž maximální zenitní úhel pro výpočet LST je 60° (tab. 4.3).

Tabulka 4.3: Koeficienty rovnice 4.7 pro různý zenitní úhel θ

θ [°]	a_1	a_2 [K ⁻¹]	a_3 [K]	a_4 [cm ² .K.g ⁻¹]	a_5 [K]	a_6 [cm ² .K.g ⁻¹]	a_0 [K]
0	1,21	0,36	49,28	-4,23	-105,05	15,06	0,23
10	1,21	0,37	49,11	-4,13	-105,03	14,85	0,24
20	1,20	0,38	48,56	-3,83	-105,00	14,23	0,27
30	1,18	0,40	47,45	-3,29	-105,12	13,25	0,33
40	1,16	0,44	44,69	-2,33	-105,44	11,96	0,45
50	1,20	0,47	39,57	-1,02	-108,74	10,87	0,66
60	0,85	0,60	18,72	3,30	-55,03	1,57	2,00

Z tabulky 4.3 jsou vidět značně velké rozdíly v hodnotách koeficientů pro zenitní úhel 60°. Zde již je značně zvýšena délka průchodu záření atmosférou a výsledné hodnoty LST jsou tedy zatíženy vyšší chybou.

4.1.3. Popis produktu LST

Odvozená data LST (příloha 1) z MSG lze získat z LSA SAFu (Land Surface Analysis Satellite Applications Facility) se sídlem v Lisabonu v Portugalsku. LSA SAF je jednou z osmi institucí, které zpracovávají z dat MSG popř. i z jiných dat odvozené produkty. Takovými produkty mohou být např. rychlost větru, stav oblačnosti, ozón, albedo apod. Hlavním úkolem LSA SAFu je vývoj metod a odvození produktů vztažených na zemský povrch, přízemní vrstvy atmosféry a na biosféru. Zdrojem dat pro tyto produkty jsou převážně družicové snímky z Eumetsatu.

LST je vypočtena pro každý snímek z MSG, a to okamžitě po doručení dat. Výsledný snímek je rozdělen na čtyři regiony (obr. 4.4) s různou prioritou pro odvození dat. Nejvyšší prioritu má Evropa vzhledem k tomu, že v ní leží všechny členské státy Eumetsatu. Střední prioritu zaujímá Afrika, která je rozdělena na severní a jižní. Nejnižší prioritu má jižní Amerika, která na snímku z MSG není zobrazena celá. LST je možné získat jak pro jednotlivé regiony, tak pro celou polokouli najednou.

Obr. 4.4: Vymezení geografických oblastí pro LSA SAF



Zdroj: PUM LST, LSA SAF

LST produkt od LSA SAF obsahuje celkem dvě základní datové vrstvy. Tou nejdůležitější je vrstva povrchové teploty. LST je vypočtena pouze u bezoblačných pixelů a jsou vynechány moře a oceány. Pro všechny oblasti, kde nebyla stanovena LST, je použita defaultní hodnota -8000. LST je vypočtena ve stupních Celsia na dvě desetinná místa. Aby byly hodnoty

uváděny v celých číslech, je každá hodnota vynásobena 100. Druhou vrstvou je kontrola kvality dat. Ke snímku je připojena řada metadat, např. čas pořízení, verze algoritmu, počet řádků a sloupců a mnohá další.

Standardně jsou data z LSA SAFu distribuována ve formátu HDF5.

4.2. Modis

Modis je jedním z přístrojů družice EOS AM-1, dnes častěji označované Terra. Kromě přístroje Modis nese družice Terra také přístroje ASTER, CERES, MIRS a MOPITT. Družice Terra se stala jedním z nejvýznamnějších zařízení pro sledování vlastností zemského povrchu a atmosféry. Byla vypuštěna v prosinci roku 1999 a její předpokládaná životnost je 18 let.

Družice Terra obíhá Zemi po slunečně synchronní dráze ve výšce 705 km. Českou republiku přelétá přibližně okolo desáté hodiny místního slunečního času. Tento čas byl stanoven empiricky na základě skutečnosti výskytu nejmenší oblačnosti nad Zemí v tuto dobu. V dubnu roku 2002 byla do vesmíru vypuštěna družice Aqua, která je kopií družice Terra. Díky tomu je možné získávat snímky ze senzoru Modis z obou družic. Družice Aqua přelétá rovník přibližně v čase 13:30 místního slunečního času.

Družice Terra se nachází na téměř polární dráze, proto lze pro místa z vyšší zeměpisnou šířkou získat více snímků během jednoho dne. Šířka záběru přístroje Modis je 2 330 km. V rovníkových oblastech dochází mezi dvěma následujícími přelety družice k vytvoření mezery, ze které nelze získat data. Maximální úhel pohledu Modisu je 65°.

Přístroj Modis snímá zemský povrch ve 36 spektrálních kanálech (tabulka 4.4). Solární kanály měří odražené sluneční záření a termální kanály měří záření emitované zemským povrchem. Kanály lze také rozdělit podle prostorového rozlišení, které se pohybuje od 250 metrů do jednoho kilometru. Vzhledem k velkému počtu spektrálních kanálů mají data z Modisu široké uplatnění. Kanály jsou navrženy tak, aby detekovaly různé typy oblačnosti, množství ozónu, nebezpečí výskytu požárů, změny krajinného pokryvu aj. V poslední době se využívají snímky z Modisu pro studium globálních klimatických změn.

Pro odvození LST se používají kanály 31 a 32 v atmosférickém okně v termálním infračerveném pásmu a kanály 22 a 23 v atmosférickém okně v blízkém infračerveném pásmu. Modis je prvním přístrojem, který má více než jeden spektrální kanál v atmosférickém okně v blízkém infračerveném pásmu.

Družice Terra má jednu podstatnou výhodu. Kromě LST získané z Modisu je možné odvodit LST také z přístroje ASTER. Díky tomu lze získat simultánní údaje o LST v různém

prostorovém rozlišení. Pro Modis je prostorové rozlišení jeden kilometr, pro senzor ASTER pouze 90 metrů.

Tabulka 4.4: Spektrální kanály přístroje Modis

spektrální kanál	rozmezí vlnových délek		využití
	odražené [nm]	emitované [μm]	
1	620 - 670		vegetace
2	841 - 876		oblačnost, vegetace
3	459 - 479		rozlišení půdy od vegetace
4	545 - 565		zelené rostliny
5	1230 - 1250		vegetace
6	1628 - 1652		rozlišení sněhu od oblačnosti
7	2105 - 2155		vlastnosti oblačnosti a povrchu
8	405 - 420		chlorofyl
9	438 - 448		chlorofyl
10	483 - 493		chlorofyl
11	526 - 536		chlorofyl
12	546 - 556		sedimenty
13h	662 - 672		atmosféra, sedimenty
13l	662 - 672		atmosféra, sedimenty
14h	673 - 683		fluorescence chlorofylu
14l	673 - 683		fluorescence chlorofylu
15	743 - 753		vlastnosti aerosolů
16	862 - 877		vlastnosti aerosolů a atmosféry
17	890 - 920		vlastnosti atmosféry a oblačnosti
18	931 - 941		vlastnosti atmosféry a oblačnosti
19	915 - 965		vlastnosti atmosféry a oblačnosti
20		3,660 - 3,840	povrchová teplota moří
21		3,929 - 3,989	lesní požáry a vulkanismus
22		3,929 - 3,989	teplota oblačnosti a povrchová teplota
23		4,020 - 4,080	teplota oblačnosti a povrchová teplota
24		4,433 - 4,498	typ oblačnosti, troposférická teplota
25		4,482 - 4,549	typ oblačnosti, troposférická teplota
26	1,360 - 1,390		typ oblačnosti (tenké cirry), troposférická teplota
27		6,535 - 6,895	vlhkost ve střední troposféře
28		7,175 - 7,475	vlhkost v horní troposféře
29		8,400 - 8,700	povrchová teplota
30		9,580 - 9,880	množství ozonu
31		10,780 - 11,280	teplota oblačnosti, les. požáry a vulkanismus, povrch. teplota
32		11,770 - 12,270	výška oblačnosti, les. požáry a vulkanismus, povrch. teplota
33		13,185 - 13,485	typ oblačnosti, výška oblačnosti
34		13,485 - 13,785	typ oblačnosti, výška oblačnosti
35		13,785 - 14,085	typ oblačnosti, výška oblačnosti
36		14,085 - 14,385	typ oblačnosti, výška oblačnosti

Zdroj: Wan, 1996

4.2.1. Odvození LST z dat Modisu

Odvození LST vychází z naměřených hodnot záře v kanálech 31 a 32. Je prováděno pouze nad pevninou a vnitrozemskými vodními plochami v bezoblačných podmínkách. Maska oblačnosti je vždy vypočtena před výpočtem LST.

Emisivita pro jednotlivé kanály se vypočte na základě klasifikace zemského povrchu (Snyder, Wan, 1998). Příslušným kategoriím zemského pokryvu je předem přiřazena hodnota emisivity. Každý pixel může být zařazen pouze do jedné kategorie. U pixelů, které mají heterogenní povrch, nemusí výsledná hodnota emisivity představovat skutečný stav. Produkt MOD12Q1 zahrnuje klasifikaci zemského povrchu, ze které je pak výsledná emisivita odvozena. V zimních měsících se produkt rozšiřuje o sněhovou pokrývku (produkt MOD10_L2), která má odlišné vlastnosti od holého nebo vegetací pokrytého povrchu, a proto musí být zvláště vyčleněna. V kanálech 31 a 32 je emisivita většiny pozemských materiálů vysoká a poměrně stabilní.

Tabulka 4.5: Emisivita kanálu 31 pro stanovené vegetační kategorie

kategorie	průměr	16%	84%	minimum	maximum
stále zelené jehličnaté lesy	0,989	-0,002	0,003	0,975	0,992
opadavé jehličnaté lesy	0,986	-0,003	0,004	0,975	0,992
stále zelené listnaté lesy	0,987	-0,003	0,003	0,975	0,995
opadavé listnaté lesy	0,968	-0,016	0,008	0,949	0,992
stále zelené stromové savany	0,988	-0,004	0,004	0,974	0,993
opadavé stromové savany	0,975	-0,010	0,010	0,957	0,993
stále zelené travnaté savany	0,987	-0,003	0,003	0,974	0,994
sezónní travnaté savany	0,973	-0,013	0,013	0,949	0,992
stále zelené rozptýlené křoviny	0,972	-0,006	0,010	0,924	0,987
sezónní rozptýlené křoviny	0,970	-0,005	0,011	0,924	0,987
voda	0,991	-0,001	0,001	0,990	0,993
holá půda bohatá na organické látky	0,977	-0,010	0,007	0,960	0,986
aridní holá půda	0,966	-0,017	0,013	0,925	0,983
sníh, led	0,988	-0,006	0,007	0,977	0,995

pozn. sloupce 16 % a 84 % značí pokles resp. přírůstek emisivity pro 16 % nejnižších a nejvyšších hodnot

Zdroj: Snyder, Wan, 1998

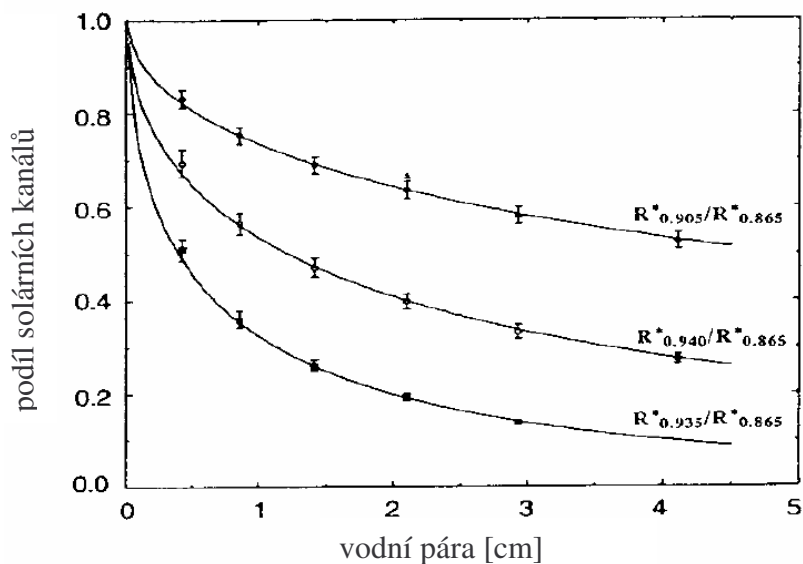
Pokud známe hodnotu emisivity, lze dopočítat povrchovou teplotu. Je však nutné znát některé parametry nápomocné při odvození povrchové teploty. Tím nejvýznamnějším je obsah vodní páry v atmosféře.

Při odvození celkového množství vodní páry v atmosféře se využívá solárních kanálů v blízkém infračerveném pásmu. Jedná se o kanály se střední hodnotou vlnové délky 0,865, 0,905, 0,935, 0,940 a 1,24 μm . Jsou použity techniky různé absorpce elektromagnetického záření vodními parami v daných kanálech.

Pokud máme dva spektrální kanály umístěné v atmosférickém okně a jejich povrchová odrazivost je stejná, můžeme porovnáním těchto dvou hodnot odvodit propustnost atmosféry pro dané kanály.

Po vypočtení propustnosti pro již zmíněných pět spektrálních kanálů u Modisu lze dopočítat obsah vodních par. Ke stanovení celkového množství vodních par ze známých hodnot podílů záře dvou solárních kanálů (Gao, Kaufmann, 1998) se využívá odhadu za pomoci modelu radiačního přenosu atmosféry (př. MODTRAN).

Obr 4.5: Celkový obsah vodních par v závislosti na podílu dvou solárních kanálů



Zdroj: Kaufmann, Gao, 1992

Obr. 4.5 znázorňuje závislost celkového množství vodních par na podílu jednotlivých spektrálních kanálů. Kaufmann a Gao (1992) uvádějí, že odchylka při odvození celkového obsahu vodních par se pohybuje okolo 2,5 %.

Pro výpočet celkového obsahu vodních par se využívá vážený průměr vypočtený z hodnot celkového obsahu vodních par pro spektrální kanály s centrální vlnovou délkou 0,965, 0,940 a 0,905 μm . Váha je stanovena na základě propustnosti a obsahu vodních par v jednotlivých kanálech (Gao, Kaufman, 1998).

Odvození povrchové teploty vychází z metody generalizovaných oken (Wan, Dozier, 1996). Tato metoda je jednou z metod dělených oken, přičemž stanovuje koeficienty rovnice pro širokou škálu atmosférických podmínek. Základní tvar rovnice generalizovaných oken je stejný jako pro MSG (viz rovnice 4.6). Koeficienty rovnice jsou závislé na obsahu vodních par v atmosféře, na teplotě vzduchu a zenitním úhlu družice.

Výpočet povrchové teploty začíná stanovením předpokládané teploty vzduchu (ve 2 m). Ta je převzata buď z pozemních stanic (pokud je k dispozici) nebo je odhadnuta na základě roční doby. Tato teplota slouží jako prvotní odhad. Pomocí atmosférického teplotního profilu

(produkt MOD07_L2) lze dopočítat předpokládanou teplotu vzduchu pro všechny pixely. Stejný produkt (MOD07_L2) obsahuje také data o celkovém množství vodních par v atmosféře. Takto získaná teplota vzduchu a obsah vodních par jsou rozděleny na sedm respektive jedenáct kategorií. Teoreticky by tedy bylo možné získat 77 kategorií s různými koeficienty. Ve skutečnosti jich je odvozeno jen 34 (tab. 4.6), přičemž jsou vynechány stavy, které se v přírodě příliš nevyskytují.

Tabulka 4.6: Volba sady koeficientů pro výpočet povrchové teploty

teplota vzduchu [K]	obsah vodních par [cm]										
	0 - 0,5	0,51 - 1,0	1,01 - 1,5	1,51 - 2,0	2,01 - 2,5	2,51 - 3,0	3,01 - 3,5	3,51 - 4,0	4,01 - 4,50	4,51 - 5,0	5,01 - 5,5
pod 273	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
273,1 - 281	1	2	3	-	-	-	-	-	-	-	-
281,1 - 289	4	5	6	7	-	-	-	-	-	-	-
289,1 - 295	8	9	10	11	12	13	-	-	-	-	-
295,1 - 300	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	-
300,1 - 305	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	-
305,1 - 310	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	-

Zdroj: vlastní výstup

Čísla v tab. 4.6 reprezentují použitou sadu koeficientů, u kterých ovšem dojde ještě k další selekci. Koeficienty pro obsah vodních par větších než 5 cm nejsou vůbec stanoveny kvůli velkému zeslabení intenzity záření u kanálů použitých pro odvození LST. Poslední dvě teplotní kategorie mají stejné koeficienty a daly by se tak sloučit do jedné. Koeficienty pro teplotu vzduchu nad 310 K nejsou u výpočtu LST z dat Modisu stanoveny.

Nyní máme pixel zařazený do jedné ze 34 kategorií podle teploty vzduchu a obsahu vodních par. Jednotlivé kategorie jsou dále členěny podle zenitního úhlu družice, kterých je stanoveno celkem devět. Cosinovy hodnoty zenitního úhlu družice jsou (Wan, 1996b): 0,415059, 0,445869, 0,475084, 0,529560, 0,626080, 0,713005, 0,781367, 0,966438 a 0,998631.

Po zařazení pixelu podle zenitního úhlu jsou pixely ještě dále členěny podle rozdílu povrchové teploty a teploty vzduchu. Nejprve se spočítá první odhad povrchové teploty, přičemž rozdíl povrchové teploty a teploty vzduchu je vztažen na maximální rozpětí těchto hodnot a to od -16 K do 16 K. Od vypočtené povrchové teploty se odečte teplota vzduchu a na základě rozdílu se provede druhý odhad. Pokud je rozdíl kladný, použijí se koeficienty s rozmezím rozdílu povrchové teploty a teploty vzduchu od -2 K do 16 K a pokud záporný, tak koeficienty pro rozdíl teplot od -16 K do 2 K. Tím získáme druhý odhad povrchové teploty, od kterého je opět odečtena teplota vzduchu. Podle hodnoty rozdílu teplot je vybrána jedna ze zbývajících čtyř sad koeficientů pro výpočet povrchové teploty. Rozmezí teplot těchto rovnic je -2 K až 9,5 K, 7 K až 16 K, -9,5 K až 2 K a -16 K až -7 K. Je vybrána ta sada

koeficientů, u které je rozdíl povrchové teploty (2. odhad) a teploty vzduchu nejbližší středu daného intervalu. Z vybrané sady koeficientů je následně stanovena povrchová teplota podle rovnice 4.6.

Algoritmus pro odvození povrchové teploty obsahuje celkem 2142 sad koeficientů (34x9x7), je tedy široce adaptabilní na nejrůznější přírodní podmínky. Byl navržen pro zlepšení odvození povrchové teploty při vyšších zenitních úhlech. Podobný algoritmus byl odvozen i pro senzor AVHRR na družici NOAA, ale také pro senzor SEVIRI nesený družicí MSG.

4.2.2. Popis produktu LST

Odvozené produkty z Modisu (příloha 2) se mohou získat přes oficiální stránky NASA. Jsou uchovávány ve dvou významných archivech - LAADS (Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System) a LP DAAC (Land Processes Distributed Active Archive Center). Archiv LAADS slouží k uchovávání prvotních dat Modisu (označených L1) a produktů vztahujících se k atmosféře. Lze z něj získat masku oblačnosti, teplotní zvrstvení atmosféry, obsah vodních par, aerosolů apod. Archiv LP DAAC ukládá data vztažená na zemský povrch, obsahuje data o LST. Tento produkt je označen jako MOD11. Data lze získat jak pro družici Terra, tak i pro družici Aqua, přičemž soubory dat z družice Aqua se odlišují od dat družice Terra předponou MYD. V této práci budou využita pouze data z družice Terra.

Produkt MOD11 je rozdělen na sedm kategorií. Základním produktem je MOD11_L2, který je přímo odvozen z naměřených dat družice. Dalším produktem, který zachovává prostorové rozlišení, je MOD11A1 (tab. 4.7). Tento produkt je odvozen pro téměř celý zemský povrch, využívá sinusoidální projekci, teplotu pro překrývající se pásy stanoví jako průměr jednotlivých měření. Pásy překryvu vznikají u zeměpisných šířek vyšších než 27°, u nižších zeměpisných šířek jsou naopak mezi následnými přelety družice volné plochy. Ostatní produkty mají buď nižší prostorové rozlišení, nebo jsou zprůměrovány na delší časové období. Maximálním časovým horizontem je jeden měsíc, taková data se používají například pro klimatické účely.

K odvození LST se používá kromě naměřené jasové teploty i řada odvozených produktů z Modisu. Mezi ně patří geografické umístění (MOD03), maska oblačnosti (MOD35_L2), vegetační pokryv (MOD12Q1) a maska sněhové pokrývky (MOD10_L2). Tyto vrstvy musí být zpracovány, aby mohla být určena LST.

Produkt MOD11_L2 obsahuje několik datových souborů. Tím nejdůležitějším je LST, která je kódována v 16 bitovém celočíselném nezáporném formátu. Pro pixely obsahující

oblačnost je použita hodnota 0. K získání teploty v Kelvinech je nutné vynásobit jednotlivé pixely hodnotou 0,02. Platné teplotní rozmezí je v intervalu 150 až 1310 K.

Tabulka 4.7: Odvozené produkty LST z Modisu

zkratka	úroveň produktu	prostorová dimenze	prostorové rozlišení	temporální rozlišení	mapová projekce
MOD11_L2	L2	2030 nebo 2040 sloupců a 1354 pixelů v řádku	1 km v nadiru	záběr	žádná (uvedené hodnoty zem. šířky, délky)
MOD11A1	L3	1200 řádků x 1200 sloupců	1 km (přesně 0,927 km)	denně	Sinusoidální
MOD11B1	L3	200 řádků x 200 sloupců	6 km (přesně 5,56 km)	denně	Sinusoidální
MOD11A2	L3	1200 řádků x 1200 sloupců	1 km (přesně 0,927 km)	8 dnů	Sinusoidální
MOD11C1	L3	360° x 180° (globální)	0,05° x 0,05°	denně	válcová konformní
MOD11C2	L3	360° x 180° (globální)	0,05° x 0,05°	8 dnů	válcová konformní
MOD11C3	L3	360° x 180° (globální)	0,05° x 0,05°	měsíčně	válcová konformní

Zdroj: Wan, 2007

Další vrstvou je kontrola kvality (QA). Ta se provádí pomocí 16 bitové stupnice, kde jednotlivé nebo sloučené bity představují nejrůznější kontroly (tab. 4.8). Třetí vrstva ukazuje celkovou chybu při stanovení LST. Hodnoty jsou znázorněny v 8 bitové celočíselné stupnici a její hodnotu získáme vynásobením konstantou 0,04.

Ostatní vrstvy v souboru slouží jako pomocné, neznázorňují LST ani její odchylky, ale byly použity při jejím odvození. Jedná se o emisivitu v kanálech 31 a 32, která je důležitá při stanovení celkového množství záření emitovaného povrchem. Dále je uveden úhel pozorování a místní sluneční čas u jednotlivých měření.

Do souboru jsou také přidány vlíčovací body pro převod do souřadného systému. Vlíčovací body jsou uvedeny vždy pro každý pátý sloupec a řádek. Převod souboru do souřadného systému byl proveden pomocí softwaru Heg (viz kap. 6.3).

Kromě údajů o LST jsou také distribuována metadata. Ta se dají rozdělit na dvě základní kategorie - na lokální a globální. Lokální metadata popisují charakter dat, zahrnují koeficienty pro převedení hodnot na LST (scaling factor) a další. Globální metadata informují o způsobu vytvoření dat, datu jejich vzniku, rozlišení, použitém algoritmu atd.

Teplota z Modisu se kromě pevniny určuje také u moří a oceánů. Vnitrozemské vodní plochy jsou brány jako LST. Odvozením a vývojem nových metod SST se zabývá organizace zvaná OceanColor Products. Jejím úkolem je určit vlastnosti oceánů pomocí družicových dat.

Tabulka 4.8: Kontrola kvality LST

číslo bitu	název	popis
1 & 0	kvalita dat	00 = pixel zpracován, dobrá kvalita, není nutné další ověření kvality 01 = pixel zpracován, nevěrohodná nebo nestanovená kvalita, doporučené ověření kvality dat 10 = pixel nezpracován kvůli oblačnosti 11 = pixel nezpracován kvůli jiným důvodům než oblačnost (pixel nad oceánem, špatná vstupní data)
3 & 2	stupeň kvality dat	00 = dobrá kvalita dat v kanálech 31 a 32 01 = chybějící pixel 10 = přesně zkalibrováno 11 = špatně zkalibrováno, zpracování LST neprovedeno
5 & 4	stupeň oblačnosti	00 = bezoblačný pixel 01 = pixel s tenkými cirry 10 = částečná oblačnost, podíl oblačnosti v pixelu $\leq 2/16$ 11 = LST ovlivněna okolní oblačností
7 & 6	algoritmus LST	00 = metoda generalizovaných dělených oken 01 = denní/noční metoda 10 = korekce emisivity 11 = korekce vlivu cirrů
9 & 8	kvalita LST	00 = nestanovena 01 = porovnání pomocí multi - metody 10 = slušná shoda 11 = dobrá shoda
11 & 10	emisivita	00 = odvozená z vegetačního pokryvu 01 = získaná Modisem 10 = TBD 11 = použita defaultní hodnota
13 & 12	kvalita emisivity	00 = kvalita nekontrolována 01 = kvalita kontrolována vegetačním typem 10 = kvalita kontrolována podle NDVI 11 = hodnota v závislosti na úhlu pozorování
15 & 14	odchylka emisivity	00 = chyba v $\epsilon_{31} - \epsilon_{32} \leq 0,01$ 01 = chyba v $\epsilon_{31} - \epsilon_{32} \leq 0,02$ 10 = chyba v $\epsilon_{31} - \epsilon_{32} \leq 0,04$ 11 = chyba v $\epsilon_{31} - \epsilon_{32} > 0,04$

Zdroj: Wan, 2007

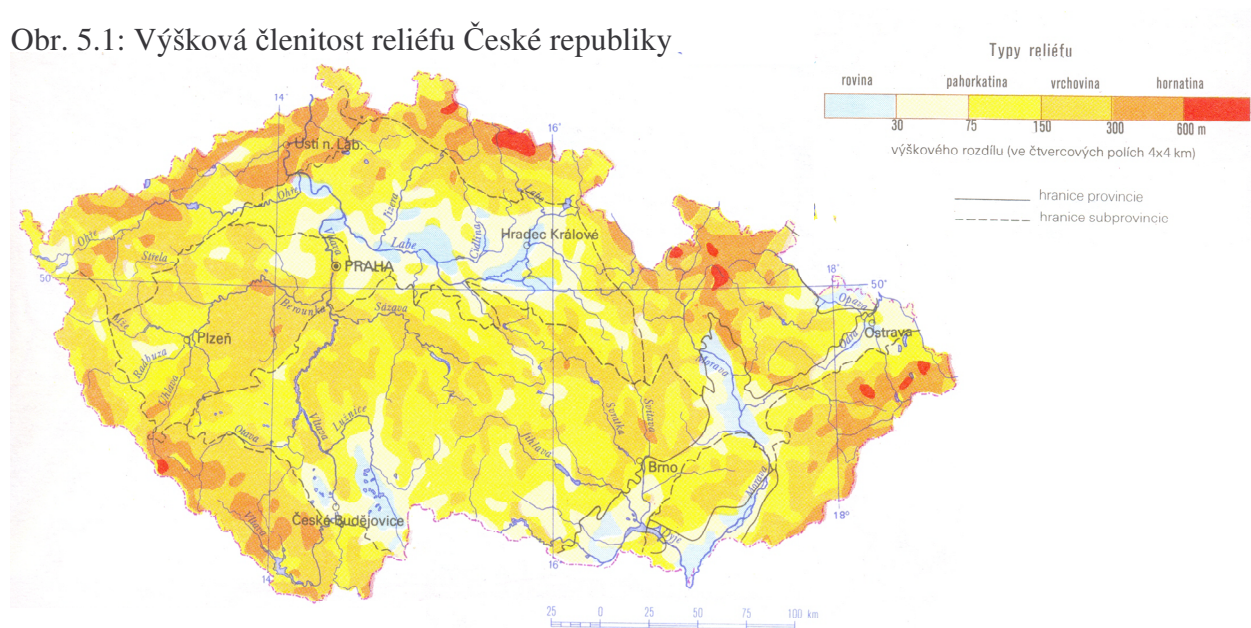
Z tabulky 4.8 je patrné využití různých algoritmů pro výpočet LST a emisivity. Pro produkt MOD11_L2 je vždy použita metoda generalizovaných oken a pro emisivitu metoda odvozená z vegetačního pokryvu.

5. Česká republika a povrchová teplota

Měření teploty vzduchu má v České republice dlouholetou tradici. Nejdéle se teplota vzduchu soustavně měří v pražském Klementinu, již od roku 1775. V současné době v České republice existuje několik stovek klimatologických stanic (209 – stav leden 2008), které měří teplotu, a dále srážkoměrných stanic pro měření srážek. Teplota se měří ve výšce dvou metrů nad zemským povrchem, v některých stanicích se sleduje i přízemní teplota ve výšce pět centimetrů.

Česká republika se svojí rozlohou pouhých 78 866 km² se řadí ke středním až menším státům. Od nejsevernějšího k nejj jižnějšímu bodu měří 278 km a od nejzápadnějšího k nevj východnějšímu bodu 493 km. Celé území České republiky náleží do mírného podnebného pásu se zvyšujícím se vlivem kontinentality směrem k východu. Reliéf České republiky je značně členitý (obr. 5.1). Výšková členitost přispívá ke zvyšující se prostorové variabilitě teploty. S rostoucí nadmořskou výškou klesá teplota vzduchu v průměru o 0,7°C na 100 metrů.

Obr. 5.1: Výšková členitost reliéfu České republiky



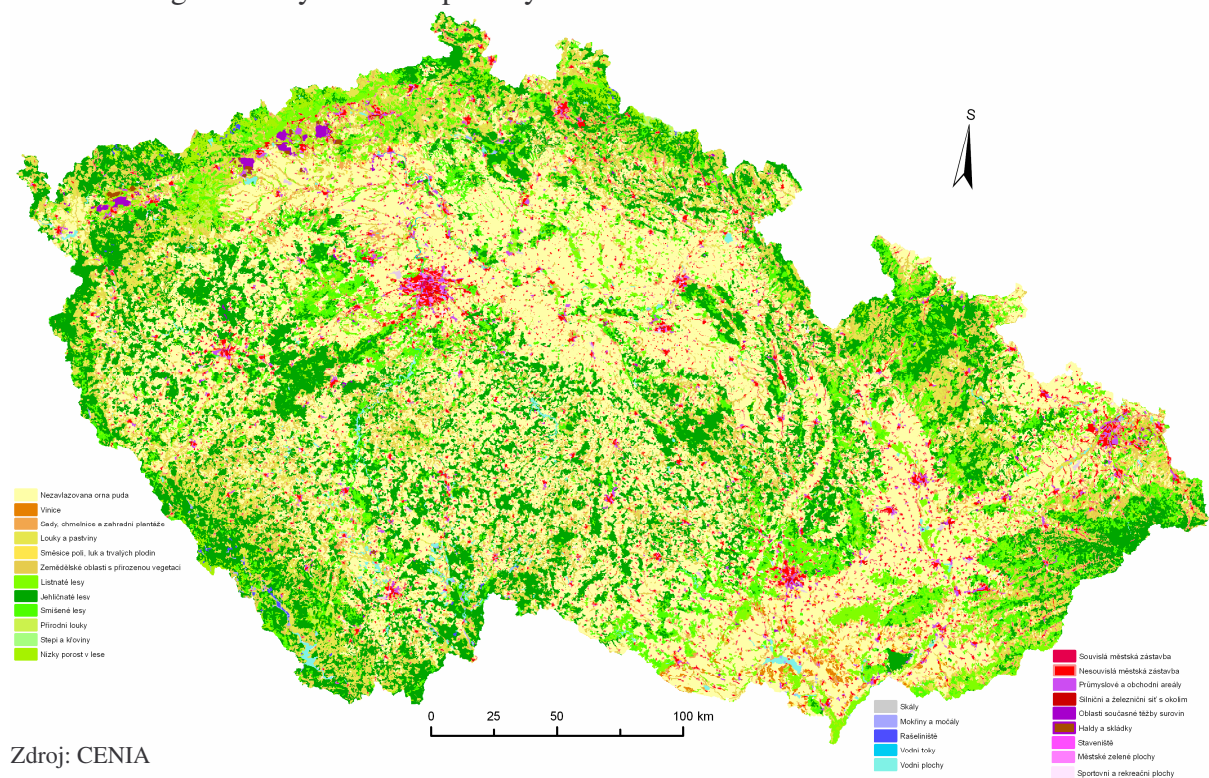
Zdroj: Atlas České republiky (1998)

Ve vyšších nadmořských výškách bývá chladněji než v nížinách. Na území náhorních plošin, kde se v prostoru nadmořská výška příliš nemění, se povrchová teplota stanovuje snadněji než u členitého reliéfu, zde se teplota s rostoucí nadmořskou výškou významně mění. V České republice odpovídají nejvyšší relativní výškové členitosti pohraniční horské oblasti, zde bude odvozená povrchová teplota z družicových dat zahrnovat měnící se teplotu

v prostoru. Sama nadmořská výška není příčinou zhoršené kvality odvozené povrchové teploty. V oblastech s vyšší nadmořskou výškou urazí záření zemského povrchu v atmosféře kratší vzdálenost než při nižších nadmořských výškách. Mnohem důležitějším faktorem při odvození povrchové teploty je relativní výšková členitost.

Odvození povrchové teploty z družicových dat významně také ovlivňuje krajinný pokryv. Je to právě vegetace nebo jiné objekty přímo „viditelné“ družicí popř. i samotný holý povrch, které jsou zdrojem elektromagnetického záření. Následně je toto záření detekováno družicovým senzorem a převedeno na teplotu. Česká republika má velmi pestrou krajinnou mozaiku (obr. 5.2). Jednotlivé typy vegetace mají různé teplotní charakteristiky, a proto dochází ke zprůměrování odvozené povrchové teploty z družicového měření pro heterogenní krajinný pokryv. To je příznačné především pro družici MSG, která má prostorové rozlišení nad Českou republikou několik kilometrů (viz obr. 4.2).

Obr. 5.2: Vegetační kryt České republiky



Zdroj: CENIA

Z obr. 5.2 je patrné časté střídání jednotlivých vegetačních typů na území České republiky. Obr. 5.2 byl značně zgeneralizován z mapování Corine do několika kategorií (viz legenda obr. 5.2). Spolu se členitostí terénu bude měnicí se krajinný pokryv hlavním indikátorem zhoršené kvality odvozené povrchové teploty na území České republiky.

5.1. Meteorologická situace v ČR v roce 2008

Rok 2008 byl v České republice teplotně nadprůměrný. Od počátku přístrojového měření teploty (Klementinu – 1775) se jedná o pátý nejteplejší rok. Z hlediska srážek byl rok 2008 mírně podprůměrný (92 % dlouhodobého průměru) s výraznými srážkovými výkyvy v jednotlivých měsících (únor – 73 %, březen – 153 % dlouhodobého průměru v jednotlivých měsících).

V lednu se na našem území projevil vliv studené fronty, která začala přecházet ČR 3. ledna a přinesla výrazné ochlazení. Se studenou frontou se pojil silný vítr, který dosahoval rychlostí až 41,7 m/s (Lysá hora, Beskydy). Od poloviny ledna docházelo k oteplování a tání sněhové pokrývky. Celkově byl leden teplotně nadprůměrný měsíc (obr. 5.3), měl nejvyšší kladnou odchylku od dlouhodobého průměru.

Únor byl charakteristický velkými teplotními výkyvy, během jednoho týdne došlo k růstu teplot z velmi nízkých na extrémně vysoké. Dne 17. února byla na stanici Horská Kvilda změřena teplota -22°C a o týden později 24. února se teplota zvýšila na 21°C (stanice Byňov).

V březnu se udála nejvýznamnější meteorologická situace roku 2008. První dva březnové dny se přes území ČR přehnala vichřice Emma. Maximální rychlost větru často přesahovala hodnotu 35 m/s, na mnoha stanicích dokonce překročila hodnotu 40 m/s (př. Milešovka, Maruška). Pro březen je také charakteristické tání sněhové pokrývky a výskyt intenzivních srážek, které zapříčinily na některých místech ČR lokální povodně. Březen byl zároveň nejvíce nadprůměrný srážkový měsíc.

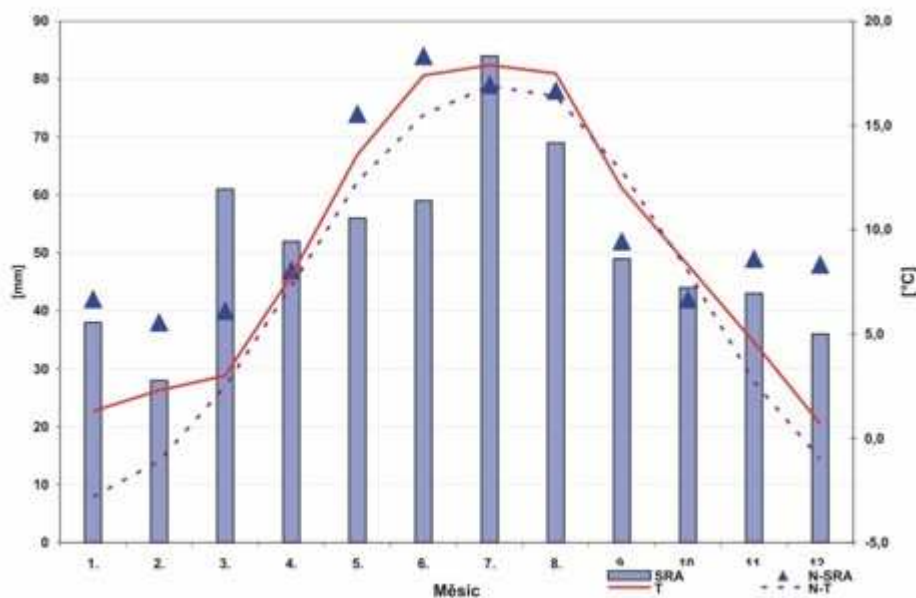
V dubnu již nedocházelo na území ČR ke sněhovým srážkám. Mimořádně teplé období bylo zaznamenáno na konci května a začátkem června. Od 24. května do 3. června se na území ČR nevyskytovaly dešťové srážky, což způsobilo v některých oblastech ČR sucho.

Konec června a celý červenec byl charakteristický silnými bouřkami. V průběhu měsíce července bylo zaznamenáno nejvíce srážek s denními úhrny až 78 mm (13.7. Albrechtice). Naopak v srpnu srážek ubylo. Přestože se v srpnu vyskytovalo několik srážkově intenzivních dnů, průměrná měsíční hodnota úhrnu srážek zdaleka nedosahovala dlouhodobého průměru v tomto měsíci. Nižší úhrny srážek byly zaznamenány i v měsíci září.

V druhé polovině října se průměrné denní teploty vyšplhaly nad 20°C , to není pro tuto roční dobu příliš obvyklé. Tyto velmi nadprůměrné teploty byly ukončeny silným nárazovým větrem (30. října), který přesahoval rychlost 30 m/s. Měsíc říjen a listopad je charakteristický častým střídáním teploty. Od poloviny listopadu se objevovaly první sněhové srážky a teploty se propadly pod 0°C .

Již 22. listopadu pokrýval sníh celou ČR (Tolasz, 2009), začátkem prosince se opět oteplilo.

Obr. 5.3: Průběh průměrné teploty a srážek v roce 2008



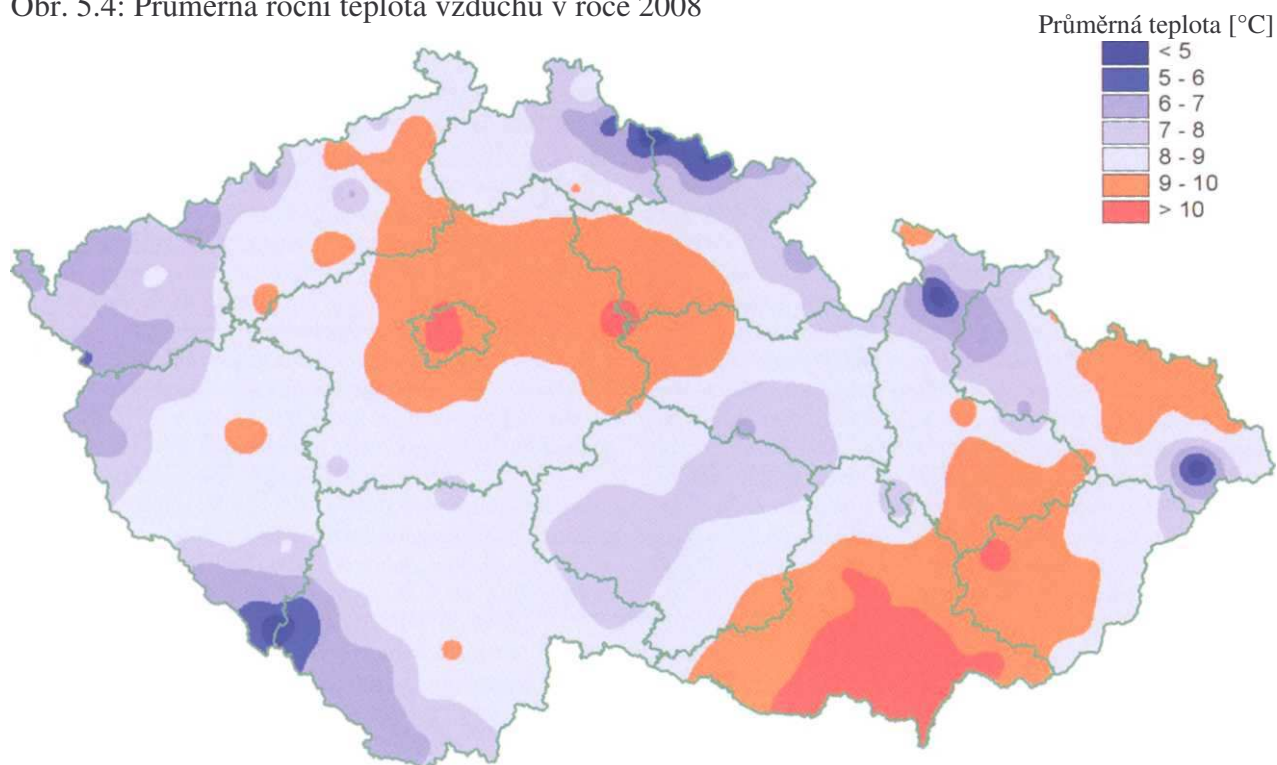
Zdroj: Tolasz, 2009

Obr. 5.3 znázorňuje chod měsíčních průměrů teplot a srážek v roce 2008 v České republice. Že jde o teplotně nadprůměrný rok dokazuje rozdíl průměrné měsíční teploty od dlouhodobého průměru, který je až na měsíc září vždy kladný. Letní a zimní průměrné teploty se výrazněji odchyľují od dlouhodobého průměru, zatímco jaro a podzim se od dlouhodobého průměru příliš neliší.

Srážkově byl rok 2008 spíše podprůměrný díky malému úhrnu srážek v měsících květen a červen, pro něž jsou typické dlouhodobě vysoké úhrny srážek. V porovnání s dlouhodobým průměrem byl nejnižší měsíc červen. Červenec byl jediným srážkově nadprůměrným letním měsícem, především díky letním bouřkám. Nejvíce srážkově nadprůměrným měsícem byl březen.

Z průměrné roční teploty vzduchu (obr. 5.4) na území České republiky jsou patrné teplé nížinné oblasti, které kontrastují s chladnějšími pohraničními pohořími. K teplým oblastem se dále přidávají velká města, která tvoří oproti svému okolí tepelné ostrovy.

Obr. 5.4: Průměrná roční teplota vzduchu v roce 2008



Zdroj: Tolasz, 2009

5.2. Vybrané meteorologické stanice

Česká republika má poměrně hustou síť meteorologických stanic. Staniční síť Českého hydrometeorologického ústavu se dělí na dvě základní kategorie, a to na klimatologické a srážkoměrné stanice. Srážkoměrné stanice se měřením teploty nezabývají, a proto data z těchto stanic nemohou být použita v této práci. Měření teploty mají na starosti klimatologické stanice (obr. 5.5). Na území České republiky se nachází 209 klimatologických stanic (stav leden 2008), jak je již uvedeno na začátku této kapitoly. Klimatologické stanice se dají rozdělit do čtyř základních kategorií. S minimálně hodinovým intervalem měří teploty stanice označené jako profesionální, vojenské a automatické. Čtvrtou kategorií jsou základní stanice, které měří teplotu třikrát denně.

Jediným možným způsobem odvození teploty pro celé území České republiky z pozemních měření je prostorová interpolace. Teplota se v prostoru může významně lišit, zachycení těchto změn je velmi komplikované. I přes hustou síť meteorologických stanic

může interpolace bodových teplotních měření nabývat výrazných odchylek oproti skutečnému stavu.

Meteorologické stanice jsou často v místech, která mají od svého okolí odlišné klimatické podmínky. Jedná se např. o vrcholové části hor (Milešovka, Lysá hora), urbanizované části měst (Praha – Karlov, Ostrava – Poruba) nebo významné průmyslové objekty (Temelín, Kadaň – Tušimice). Teploty z těchto stanic reprezentují jakési „extrémní“ hodnoty na území České republiky a využití těchto teplot pro prostorovou interpolaci může poskytovat značně zkreslené údaje.

Obr. 5.5: Síť klimatologických stanic v ČR



Zdroj: ČHMÚ

Pro Českou republiku byly vybrány tři meteorologické stanice za účelem porovnání zde naměřených teplot s odvozenou povrchovou teplotou z družicových dat. Jedná se o stanice Byňov, Husinec a Churáňov. Záměrně byly vybrány stanice z jižních Čech, pro které jsou k dispozici data o povrchové teplotě z družicových dat pro celý rok 2008. Z těchto stanic byla získána data o teplotě v pěti centimetrech a dvou metrech, srážkové úhrny a stupeň pokrytí oblohy oblaky. Teploty a srážky byly měřeny v hodinových intervalech, stupeň oblačnosti

tříkrát denně (v 7, 14 a 21 hodin). Jedná se o automatické meteorologické stanice, které měří teplotu a srážky nezávisle na lidském faktoru.

V okolí každé z vybraných meteorologických stanic je odlišný vegetační kryt. Stanice Byňov leží ve stejnojmenné obci nedaleko Nových Hradů. V přilehlém území této stanice se střídají zemědělské a lesní plochy, je zde také značný výskyt vodních ploch (rybníků). Stanice Husinec leží nedaleko města Prachatic. Převažují zde zemědělské plochy s ornou půdou, místy s výskytem lesních ploch. Stanice Churáňov leží v členité horské krajině s převahou lesních ploch.

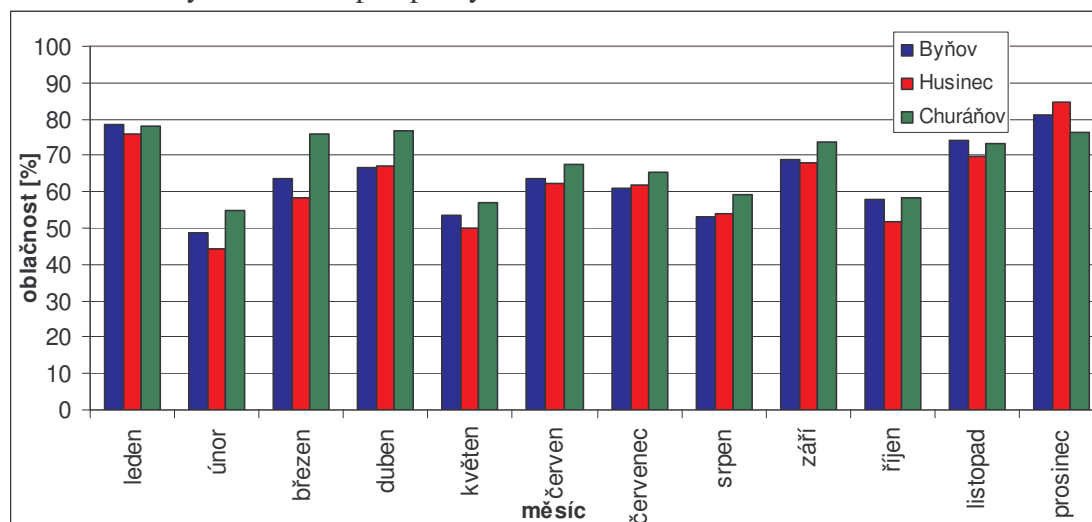
Tabulka 5.1: Zeměpisné souřadnice vybraných meteorologických stanic

stanice	zem. šířka	zem. délka	nad. výška
Byňov	48°48'56"s.š.	14°48'01"v.d.	475 m
Husinec	49°03'09"s.š.	13°59'24"v.d.	492 m
Churáňov	49°04'06"s.š.	13°36'54"v.d.	1118 m

Zdroj: vlastní výstup

Meteorologické stanice měří teplotu soustavně. Pro porovnání s družicovým měřením musí být bezoblačný stav atmosféry. Pro vhodnost porovnání staniční a odvozené družicové teploty byly vypočteny měsíční průměry stupně pokrytí oblačnosti (obr. 5.6). Je patrné, že v měsících leden a prosinec nebude příliš mnoho vhodných dat pro porovnání. Porovnání teploty s odvozenou povrchovou teplotou z družicových měření pro zimní měsíce je možné provést v únoru, kdy byl relativně nízký stupeň oblačnosti a vyskytovaly se zde i zcela bezoblačné dny. Celkově je z obr. 5.6 patrný poměrně vysoký stupeň pokrytí oblačnosti, který naznačuje, že výběr vhodných dnů pro analýzu bude značně komplikovaný.

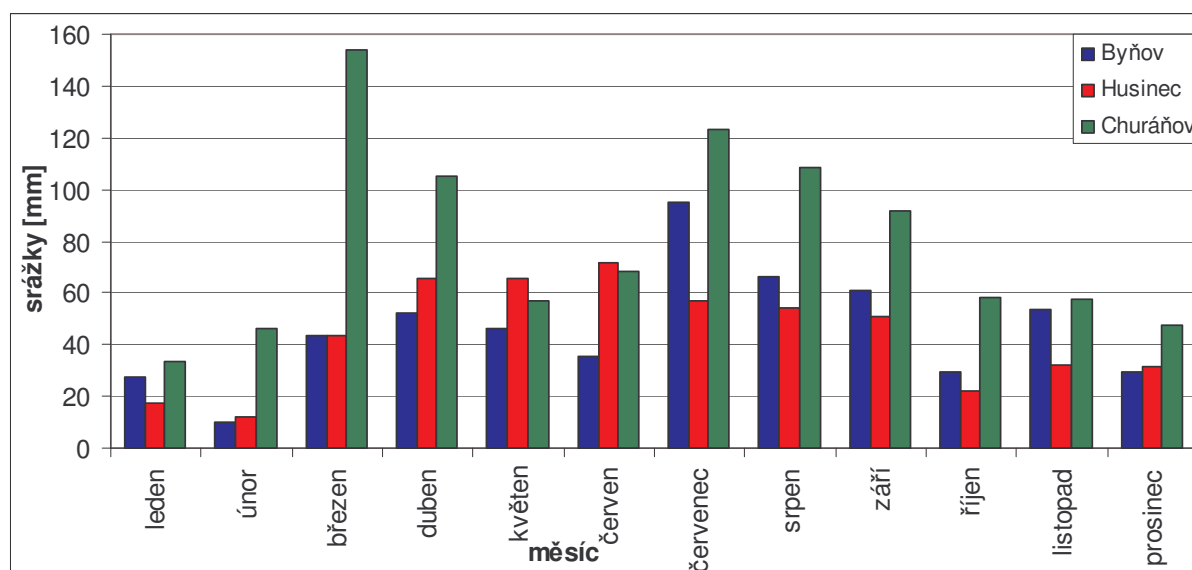
Obr. 5.6: Průměrný měsíční stupeň pokrytí oblačnosti



Zdroj: ČHMÚ

S oblačností úzce souvisí množství srážek (obr. 5.7). Stanice Churáňov s celkovým ročním úhrnem srážek 950,6 mm velmi převyšuje průměrnou hodnotu České republiky v roce 2008 (průměr pro ČR přibližně 621 mm). U stanice Churáňov jsou také patrné intenzivní srážky v průběhu března, které však pro ostatní dvě stanice nejsou nijak abnormální. Stanice Byňov a Husinec příliš nevybočují z celorepublikového průměru srážek. Většina měsíčních úhrnů srážek se u těchto dvou stanic pohybuje pod celorepublikovým průměrem.

Obr. 5.7: Měsíční úhrny srážek pro vybrané meteorologické stanice



Zdroj: ČHMÚ

Nejdůležitějšími údaji z těchto stanic jsou data o teplotě vzduchu. Ta se měří v 5 centimetrech a 2 metrech. Pro zjištění chodu teplot v roce 2008 byly vypočteny průměrné měsíční teploty (tab. 5.2). Průměrná měsíční teplota byla získána jako aritmetický průměr ze všech dostupných teplot pro danou stanic v jednotlivých měsících. Nejnižších měsíčních průměrů teplot je dosahováno na stanici Churáňov, která leží v nejvyšší nadmořské výšce. U stanic Byňov a Husinec jsou průměrné měsíční teploty přibližně stejné, jen o něco málo vyšší jsou u stanice Byňov. To je patrné především u přízemní teploty ve výšce 5 centimetrů. Z tabulky 5.2 je také patrné, že v zimních měsících je přízemní teplota nižší než ve dvou metrech a v letních měsících je tomu naopak.

Tabulka 5.2: Průměrné měsíční teploty v roce 2008 [ve °C]

měsíc	Churáňov		Husinec		Byňov	
	T 2m	T 5cm	T 2m	T 5cm	T 2m	T 5cm
leden	-0.6	-1.2	1.1	0.1	1.4	0.7
únor	-0.1	-0.7	1.7	0.6	2.0	1.4
březen	-0.8	-0.5	3.3	3.2	3.5	3.5
duben	3.7	4.3	7.6	8.4	7.8	8.5
květen	10.1	11.2	12.8	14.1	13.3	14.6
červen	13.2	14.4	17.0	18.5	17.5	19.0
červenec	13.6	14.9	17.5	18.8	17.6	18.8
srpen	13.5	14.4	17.4	17.9	17.5	18.5
září	8.1	8.1	11.5	11.6	11.7	12.6
říjen	6.2	5.4	7.8	7.2	8.2	8.2
listopad	2.2	1.0	3.3	2.4	4.2	3.7
prosinec	-2.3	-3.2	0.1	-0.9	0.5	-0.2

Zdroj: ČHMÚ

6. Postup zpracování dat

V této práci byla použita data o povrchové teplotě odvozené z družicových měření a data o teplotě vzduchu z pozemních meteorologických stanic. Data byla analyzována pro rok 2008 a vybrány byly dny, ve kterých byl výskyt oblačnosti minimální, a tedy dovolil stanovit povrchovou teplotu z družicových dat. Meteorologické stanice měří teplotu soustavně, oblačnost ovlivňuje velikost naměřené hodnoty teploty. Z družicových měření lze povrchovou teplotu odvodit pouze za jasného počasí.

6.1. Porovnání dat z meteorologických stanic s družicovými daty

Meteorologická data z pozemních stanic nám poskytují informace o meteorologické situaci pro konkrétní místo. Zatímco družicová data stanovují teplotu z určité plochy v závislosti na prostorovém rozlišení. Porovnání teploty z meteorologické stanice a odvozené teploty z družicových dat bude tím věrohodnější, čím bude daná oblast prostorově homogennější (vegetace, výšková členitost...).

V České republice se měří teplota vzduchu ve dvou metrech a tzv. přízemní teplota vzduchu v pěti centimetrech. Z družicových dat získáme teplotu samotného povrchu, popřípadě vegetace na něm umístěné. Porovnání této tzv. „skin“ teploty s teplotami z meteorologických stanic může nabývat významné odchylky. Již ve výšce 5 cm nad zemským povrchem může teplota významně kolísat až o několik stupňů v závislosti na teplotním zvrstvení atmosféry. Ve výšce dva metry je pak tento jev ještě umocněn, vlivem větší vzdálenosti od zemského povrchu. V této výšce dochází k vyšším teplotním rozdílům oproti zemskému povrchu. Wan a Dozier (1996) uvádí, že rozdíl povrchové teploty a teploty ve 2 m se pohybuje v intervalu od -16°C do 16°C . Je proto nevhodné porovnávat jednotlivá družicová měření povrchové teploty s teplotami v různých výškových hladinách nad zemským povrchem. Na základě povrchové teploty odvozené z družicového měření tedy nelze stanovit teplotu vzduchu (5 cm, 2 m) a naopak. Předpokladem této práce je, že mezi rozdílem povrchové teploty a teploty vzduchu bude docházet k velkým odchýlkám, které jsou dány variabilitou atmosférického zvrstvení v přízemních vrstvách atmosféry.

Pro zjištění, v jaké míře se od sebe mohou tyto teploty lišit, byly analyzovány teploty vzduchu (5 cm a 2 m) s povrchovou teplotou odvozenou z dat DPZ hlavně v letních a zimních měsících. Předpokladem je, že v teplých letních měsících bude zemský povrch o několik stupňů teplejší a naopak v zimních měsících o několik stupňů chladnější.

Pro jednotlivé vybrané dny byly vypočteny průměrné denní hodnoty teplot. Ze staničních teplot se průměrná teplota vypočte jako vážený průměr teplot v 7, 14, 21 hodin, kde váha je postupně 0,25, 0,25 a 0,5. Tento výpočet může selhat při atypickém chodu počasí a je závislý na roční době - na východu a západu Slunce (Metelka, 2006). Proto byla průměrná hodnota teploty v jednotlivých dnech vypočtena jako průměr ze všech naměřených hodnot teploty.

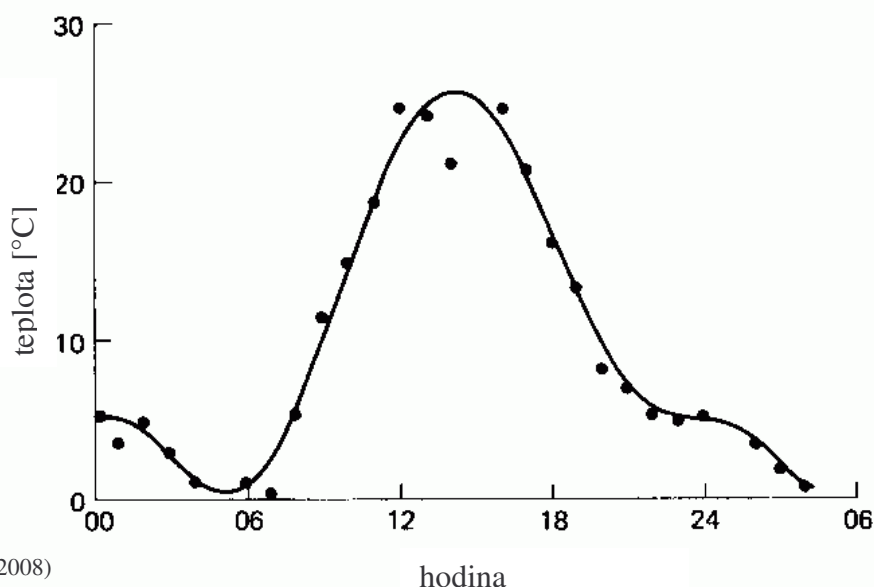
Teplota odvozená z družicového měření by měla splňovat určité teplotní trendy. Spodní vrstvy atmosféry se nejintenzivněji ohřívají od zemského povrchu, a proto by měla křivka denního chodu teploty vzduchu korespondovat s křivkou denního chodu teploty povrchu.

Denní chod teploty vzduchu závisí kromě zemského povrchu, který atmosféru ohřívá, také na jiných faktorech. Těmi nejvýznamnějšími jsou roční doba, typ počasí, množství srážek aj.

Křivka denního chodu teploty má několik charakteristických rysů. Lze z ní odvodit, v jakých hodinách byla dosažena minimální nebo maximální hodnota teploty, jak rychlý je přírůstek nebo úbytek teploty apod. Nejvýznamnějším údajem charakterizující denní chod teploty je denní amplituda teploty. Ta nám udává rozdíl maximální a minimální denní naměřené teploty. V České republice je nejvyšší amplituda teploty na jaře, kdy je během slunečných dnů dosaženo velmi vysokých teplot a po západu Slunce dochází k rychlému úbytku teploty. Obecně amplituda teploty klesá s rostoucí zeměpisnou šířkou (klesá výška Slunce) a s rostoucí nadmořskou výškou.

Křivku denního chodu teploty vzduchu lze charakterizovat plynulým vzestupem od východu Slunce (obr. 6.1). Vlivem tepelné akumulace zemského povrchu dochází ke zpoždění teplotního maxima na 14 až 15 hodinu. Pak začne teplota plynule klesat. Vlivem oblačnosti, pronikáním teplejšího nebo studenějšího vzduchu se průběh křivky různě mění.

Obr. 6.1: Typická křivka denního chodu oblačnosti



Pro porovnání denního chodu teploty mezi pozemními stanicemi a družicovými měřeními byla použita data z družice MSG. Vzhledem k tomu, že je zemský povrch družicí MSG snímán každých 15 minut, můžeme získat až 96 údajů o teplotě pro danou oblast. Vlivem oblačnosti se však počet těchto údajů značně snižuje.

Aby bylo možné porovnat denní chod teploty vzduchu z pozemních stanic s odvozenou teplotou z družicového měření, musely být vybrány bezoblačné dny pro jejich porovnání. Dny byly vybírány v průběhu celého roku 2008, nejvíce dnů bylo vybráno v měsíci únoru a v měsíci srpnu. Během těchto měsíců byl relativně nízký stupeň pokrytí oblačnosti v porovnání s ostatními měsíci (viz. obr. 5.6).

U vybraných dnů byly sestaveny křivky denního chodu teploty jak pro družicová měření, tak pro pozemní stanice. Křivky byly vzájemně porovnány.

6.2. Porovnání družicových dat

Odvozená povrchová teplota z dat MSG byla porovnána s povrchovou teplotou z dat Modisu. Modis oproti MSG snímá Českou republiku jen dvakrát denně, přičemž jeden snímek je pořízen v dopoledních hodinách (rovník přelétá v 10:30 místního slunečního času) a druhý v nočních hodinách (přelet nad rovníkem ve 22:30 místního slunečního času).

V archivu LSA SAF jsou odvozené produkty pro celé území České republiky od poloviny července roku 2008. Dřívější data jsou omezena zenitním úhlem 60° , a proto by povrchová teplota mohla být vypočtena jen pro část České republiky (přibližně oblast jižních Čech). Z tohoto důvodu byly použity pouze dny z druhé poloviny roku 2008.

Pro porovnání povrchové teploty na území České republiky je dobré, aby byla teplota odvozena pro co největší počet měření. Oblačnost může velmi významně snížit množství odvozených dat, a proto výběr vhodných dnů je značně omezen. V této práci byly vybrány následující dny pro porovnání družicových dat: 26. a 27.7.; 3., 7., 9. 17. a 28.8.; 9., 27., 28. 9.; 5., 9., 13. a 18.10 a 30.12. Ve dnech 28.9. a 30.12. byly použity snímky jak z dopoledních tak večerních hodin, u ostatních dnů byl vždy použit pouze jeden snímek. Vzhledem k vysoké oblačnosti nebylo možné vybrat větší množství snímků z poslední čtvrtiny roku 2008, z měsíců listopad a prosinec byl vybrán pouze den 30.12.

Povrchovou teplotu z družicových dat je nutné před zpracováním převést do vhodného formátu a souřadného systému. Oba datové produkty jsou distribuovány ve formátu HDF. Pomocí programu PCI Geomatica byla data převedena do formátu pix. Soubor povrchové

teploty odvozené z Modisu obsahuje pomocné vrstvy, pomocí kterých je možné data transformovat do souřadného systému. U MSG jsou použity pomocné soubory se zeměpisnou šířkou a délkou získané z LSA SAFu. U MSG má každý pixel přiřazenu hodnotu zeměpisné šířky a délky, pro Modis jsou tyto informace dostupné pro každý pátý řádek a sloupec. Data byla převedena do souřadného systému WGS-84.

Převedení do souřadného systému bylo nutné, aby mohlo dojít k prostorové analýze mezi snímky z MSG a Modisu. S transformací do souřadného systému dochází k převzorkování původního snímku. Pro způsob převzorkování byla zvolena metoda nejbližšího souseda, která zachovává původní hodnoty pixelu a nově vzniklý pixel přebírá hodnotu od pixelu s nejmenší vzdáleností.

Aby od sebe mohly být odečteny hodnoty povrchové teploty z různých družicových dat, je nutné převést snímky do jednoho prostorového rozlišení. Z tohoto důvodu byla převedena data z Modisu do prostorového rozlišení MSG. Pro převod do jiného prostorového rozlišení se musí dopočítat hodnota nově vzniklého pixelu. Kromě již zmíněné metody nejbližšího souseda jsou dostupné metody zvané bilineární interpolace a kubická konvoluce. Vzhledem k vysokému rozdílu prostorového rozlišení dat MSG a Modis byla použita metoda kubické konvoluce. Ta dopočítá hodnotu nově vzniklému pixelu z průměru 16 nejbližších pixelů. Takto upravené snímky lze již mezi sebou porovnávat.

6.2.1. Validace družicových dat

Ideálním případem pro zhodnocení kvality odvozené povrchové teploty z družicových dat je porovnání této teploty s povrchovou teplotou odvozenou radiometrem v blízkosti zemského povrchu. Pro porovnávané území musí platit, že vegetační kryt a výšková členitost musí být prostorově homogenní. Ve zkoumané oblasti se teplota nesmí příliš prostorově měnit. Z porovnání družicové a in-situ povrchové teploty lze odvodit pomocí korelační analýzy vhodné koeficienty pro výpočet povrchové teploty (Yu, Emery, 1996).

Najít optimální místo pro validaci povrchové teploty z družicových dat není snadná záležitost. U mořské povrchové teploty (SST) je homogenní vodní hladina vhodná pro validaci skoro ve všech částech světa. Na vodní hladině by se neměly vyskytovat plující ledové kry, popř. jiné znečištění vodní hladiny. Výška vln může ovlivňovat směr šíření emitovaného elektromagnetického záření, a proto se volí pro validaci SST spíše klidná mořská hladina. U povrchové teploty pevnin (LST) je volba vhodného místa pro validaci podstatně těžší. Nejvhodnějšími místy jsou homogenně porostlé oblasti. Pro povrchovou

teplotu z dat MSG byl v Evropě vybrán za nevhodnější místo validace Pyrenejský poloostrov (Dash, 2004).

Porovnání povrchové teploty z dat MSG s povrchovou teplotou odvozenou z pozemních radiometrů provedla Gajewska (2006). Testovaná oblast byla 150 km východně od Lisabonu. Vegetační pokryv byl travinný se stálezelenými středomořskými duby (obr. 6.2). Radiometry byly umístěny ve výšce 28 metrů nad zemí. Průměrný rozdíl teplot byl $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$, přičemž lepších výsledků bylo dosaženo v nočních hodinách než v denních.

Obr. 6.2: Testovací oblast pro povrchovou teplotu z dat MSG



Zdroj: Gajewska (2006)

Validace byla provedena v první čtvrtině roku 2006. Výsledky byly zkoumány v jednotlivých měsících (tab. 6.1), o něco lepších výsledků bylo dosaženo v zimních měsících než v jarních. V tabulce 6.1 názvy Rotrad a KT15 označují jednotlivé detektory, které byly použity pro pozemní zjištění teploty. Další validace MSG s pozemními daty provedl např. Atitar a kol., (2008), Olesen, (2007) a další .

Tabulka 6.1: Průměr a směrodatná odchylka v rozdílu povrchové teploty [$^{\circ}\text{C}$] (MSG-pozemní měření)

měsíc	Rotrad		KT15	
	průměr	směrodatná odchylka	průměr	směrodatná odchylka
leden	-0,57	3,09	0,40	2,51
únor	-0,28	2,63	0,29	2,40
březen	-1,02	2,56	-0,48	2,49
duben	-0,74	2,47	-0,48	2,31

Zdroj: Gajewska (2006)

V této práci jsou in-situ měření použita z pozemních meteorologických stanic ve výšce 5 centimetrů a 2 metry. Stanice jsou umístěny v heterogenní krajině, a proto lze očekávat značné odchylky mezi jednotlivými družicovými a staničními měřeními.

Při porovnání družicových dat je nutné brát v úvahu, že data jednotlivých družic mají jiné prostorové rozlišení, jejich spektrální kanály pro odvození povrchové teploty nemusí být totožné, snímají území pod různými úhly pohledu apod. Bez jejich validace nemůžeme stanovit, která z vypočtených družicových povrchových teplot lépe vypovídá o skutečném stavu. Můžeme ale provést jejich porovnání a říci, jestli jsou data ve shodě nebo se od sebe podstatně liší. Pokud bude docházet k výrazným rozdílům v povrchové teplotě odvozené z dat MSG a Modisu je pravděpodobné, že odvozené družicové teploty příliš nevypovídají o skutečné povrchové teplotě. Nemůžeme ovšem stanovit, z které družice jsou použita data o povrchové teplotě nevhodná.

6.2.2. Navržení úpravy algoritmu LST

Během zpracování práce se podařilo získat koeficienty pro výpočet LST z dat Modisu. Díky těmto koeficientům a známému postupu odvození LST z dat Modisu (viz kap. 4.2.2.) je možné z dat Modisu dopočítat hodnoty LST.

Jedním ze vstupních souborů je produkt MOD07_L2, který obsahuje teplotní profil atmosféry měřený ve 20 výškách stanovené podle tlaku vzduchu. Nejspodnější vrstva je použita pro stanovení koeficientů pro výpočet LST. Tyto koeficienty jsou kromě teploty vzduchu získané z produktu MOD07_L2 závislé na obsahu vodních par a zenitním úhlu měření.

Jelikož byla získána staniční teplota vzduchu, je možné ji nahradit ve výpočtu teplotou vzduchu odvozenou z teplotního profilu. Pokud si budou teploty podobné, měly by vycházet totožné výsledky nově vypočtené LST s LST v produktu MOD11_L2. Pro výpočet budou použity hodnoty vybraných snímků pouze v pixelech obsahujících zkoumané meteorologické stanice (Byňov, Husinec a Churáňov).

Hodnoty zářivé energie v jednotkách záře na mikrometr [$\text{Watt}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\mu\text{m}^{-1}\cdot\text{sr}^{-1}$] byly získány z produktu MOD21km. Tento produkt obsahuje všechny spektrální kanály družice Modis, hodnoty pixelů jsou však v celočíselném nezáporném šestnáctibitovém formátu a pro převod do záře se musí nejprve přepočítat. K datům jsou přiloženy transformační tabulky, které umožňují hodnotu záře vypočítat. Koeficienty pro termální kanály jsou uvedeny v tabulce 6.2. Hodnoty záře je také možno získat přímo načtením snímku v softwaru Beam, který pro každý pixel vypočítává hodnotu záře. Software Beam navíc umožňuje zobrazení zeměpisných

souřadnic každého pixelu před transformováním dat do souřadného systému. Díky tomu mohla být získána hodnota záře z pixelů obsahujících vybrané meteorologické stanice, aniž by došlo ke geometrické korekci snímku.

Tabulka 6.2: Koeficienty pro převod na jednotky záře [$\text{Watt.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}$] pro přístroj Modis

číslo kanálu	koeficienty	
	A	B
20	2730,58	0,0000626240
21	2730,58	0,0031495100
22	2730,58	0,0000692160
23	2730,58	0,0000791040
24	1077,44	0,0000315561
25	1560,33	0,0000563982
27	2730,58	0,0001175570
28	2317,49	0,0001924500
29	2730,58	0,0005324870
30	1560,33	0,0004063230
31	1577,34	0,0008400220
32	1658,22	0,0007296980
33	2501,3	0,0002622640
34	2501,3	0,0002006960
35	2501,3	0,0001767080
36	2501,3	0,0001183390
zář = (hodnota_pixelu - A) * B		

Zdroj: Modis Web Site

Z hodnoty záře se dá vypočítat hodnota jasové teploty. Jasová teplota byla odvozena podle Smithse (2003). Její výpočet se udává v následujícím tvaru:

$$T_{jas} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (6.1)$$

kde T_{jas} značí jasovou teplotu, L_λ je zář na mikrometr (vypočtená podle tabulky 6.2) a K_1 a K_2 jsou koeficienty vyjádřené $K_1 = 2hc^2\lambda^{-5}$ a $K_2 = hc/(k\lambda)$. Hodnoty těchto koeficientů jsou uvedeny v tabulce 6.3. Rovnice 6.1 vznikla upravením inverzní Plackovy rovnice (viz rovnice 2.3).

Tabulka 6.3: Koeficienty pro výpočet jasové teploty z kanálů Modis

číslo kanálu	K_1 [μm^{-1}]	K_2 [K]
31	729,57	1304,4
32	474,71	1197,0

Zdroj: Smith, 2003

Dalšími zdroji dat byl obsah vodních par získaný z produktu MOD07_L2, emisivita v kanálech 31 a 32 (MOD11_L2) a zenitní úhel (MOD21km). Získat teplotu vzduchu z teplotního profilu (MOD07_L2) se nezdařilo, protože žádný použitý software nedokázal správně načíst sloučenou vrstvu 20 teplotních profilů.

6.3. Použitý software

Družicová data jsou poskytována v různých formátech, které mohou mít velmi specifický charakter. Proto jsou pro ně sestavovány programy navržené výhradně pro jejich zpracování. Kompatibilita softwaru mezi formáty jednotlivých družic je velmi nízká. Pro tuto práci byly odvozené produkty jak z družice MSG, tak z přístroje Modis získány ve formátu HDF (Hierarchical Data Format). Tento datový formát umožňuje přehledně uchovávat rozlišné datové vrstvy a jejich metadata. Podrobné informace o tomto formátu podává organizace HDF Group (<http://www.hdfgroup.org/>).

V současné době je k dispozici několik volně stažitelných programů na prohlížení HDF souborů. Na stránkách HDF Tools and Information Center (<http://hdfeos.net>) lze tyto volně dostupné programy získat. V této práci byl použit software HDF Explorer a HDF View. Jedná se však pouze o vizualizaci dat bez možnosti analýzy těchto dat nebo uložení do jiného formátu.

Z komerčního softwaru byl použit software PCI Geomatica, který dokázal načíst HDF soubory ze všech použitých datových zdrojů. Pro zpracování byl dále použit software ArcGIS Desktop.

Pro práci s daty z Modisu byl použit software Beam, který však nedokáže načíst odvozené produkty z těchto dat. Beam je volně stažitelný software z ESA (European Space Agency - <http://www.esa.int>). Pro převod do souřadného systému dat Modisu byl použit nástroj HEG (HDF-EOS to GeoTIFF Conversion Tool). Nástroj HEG je možné získat z již zmíněných stránek HDF Tools and Information Center.

7. Vypracování

7.1. Porovnání teploty z pozemních stanic s LST

Teplota během dne prodělává výrazné výkyvy. Hlavní příčinou je sluneční záření, které ohřívá zemský povrch a ten následně spodní vrstvy atmosféry. Intenzita slunečního záření se během roku v České republice mění, s tím souvisí kolísání teploty zemského povrchu. Kromě změny intenzity slunečního záření během roku se projevuje také denní cyklus s maximální intenzitou záření Slunce v poledních hodinách. Obecně řečeno intenzita záření Slunce je závislá na jeho výšce. Sluneční záření musí ovšem dopadnout na zemský povrch, přičemž oblačnost je jeho významný absorbent, a tedy zabraňuje jeho zahřívání.

Dny pro porovnání staniční teploty s LST byly vybrány podle stupně oblačnosti, který byl získán z meteorologických stanic. V tabulce 7.1 jsou uvedeny vybrané nejméně oblačné dny a počet pixelů, které v průběhu daného dne byly pokryté oblaky. MSG celkem pořídí 96 údajů o povrchové teplotě pro daný pixel během jednoho dne. Pro porovnání se staničními teplotami mohla být použita pouze data v hodinovém intervalu. Teplota v meteorologické budce se měří přesně v čase, na který jsou daná data vztažena. Celý snímek z MSG má dobu pořízení několik minut. Data jsou označena časem počátku snímání, přičemž čím později jsou data během snímání pořízena, tím je pro ně časový údaj (pro celý snímek) méně vypovídající. Rozdíl mezi časem pořízení teploty z pozemní meteorologické stanice a povrchové teploty odvozené z dat MSG může tvořit i několik minut.

Tabulka 7.1: Počet měření s výskytem oblačnosti u MSG

datum	Byňov		Husinec		Churáňov	
	počet oblačných pixelů	z toho v celou hod.	počet oblačných pixelů	z toho v celou hod.	počet oblačných pixelů	z toho v celou hod.
3.2.	3	1	3	1	20	5
8.2.	11	3	15	2	31	8
9.2.	13	2	5	0	15	2
10.2.	24	6	5	1	7	1
6.3.	6	1	7	2	28	8
27.4.	9	3	14	4	11	1
2.6.	37	9	44	10	67	16
1.7.	3	2	3	3	14	4
2.7.	26	7	26	6	38	8
29.7.	40	10	42	10	53	13
6.8.	50	10	37	10	42	12
10.8.	49	13	56	16	68	18
18.8.	16	3	15	3	24	3
19.8.	6	1	18	3	29	7
9.9.	5	0	3	0	4	0
28.9.	23	4	12	3	18	4
18.10.	4	1	10	2	12	3

Z tabulky 7.1 lze odvodit vhodnost jednotlivých dní pro analýzu dat. Je zde zřejmý poměrně vysoký výskyt oblačnosti v některých dnech, ačkoliv byla snaha stanovit dny s minimálním výskytem oblačnosti. Největší míra oblačnosti ve vybraných dnech byla zjištěna u stanice Churáňov. Vzhledem k poloze této stanice, v horské části Šumavy, je tento jev očekávaný. Jelikož byla porovnávána data v celou hodinu, je zde uveden celkový počet oblačných pixelů v těchto termínech. Tabulka 7.1 dále udává vhodnost daného dne pro vytvoření křivky denního chodu teploty. Pokud je navíc výskyt oblačných pixelů koncentrován do jedné části dne, je vytvoření úplné křivky z dat LST nemožné.

Pro vybrané meteorologické stanice byl vypočten koeficient korelace mezi pozorovanými teplotami (tab. 7.2). Koeficient korelace byl získán ze staničních teplot v hodinových intervalech, při výpočtu koeficientu korelace mezi LST a staničními teplotami byl počet dat snížen v závislosti na výskytu oblačnosti. Koeficient korelace vychází kladný a velmi vysoký. To je důsledkem silné pozitivní závislosti mezi povrchovou teplotou a nad ní ležící vrstvou atmosféry. To znamená, pokud roste hodnota LST, roste většinou i teplota vzduchu.

Tabulka 7.2: Koeficienty korelace

met. stanice	LST - T2m	LST - T 5cm	T2m - T5cm
Byňov	0,906	0,904	0,938
Husinec	0,908	0,908	0,938
Churáňov	0,931	0,923	0,915

Zdroj: vlastní výpočet

Vhodnějším způsobem, jak zjistit vztah mezi LST a teplotou vzduchu (5 cm a 2 m) je využití rozdílů mezi těmito teplotami (tab. 7.3). Podle průměrného rozdílů se data od sebe příliš neliší, ale je zde patrná vysoká variabilita. Průměrný rozdíl je téměř ve všech případech záporný, především u LST, což vypovídá o nižší průměrné hodnotě LST v porovnání s teplotami vzduchu ve sledovaných výškách nad zemí. Záporný průměrný rozdíl může být zapříčiněn daty z nočních hodin, kdy je zemský povrch ochlazován a dochází k záporné energetické bilanci. Nižší hodnoty LST mohou být také vysvětleny prostorovým charakterem dat. LST je měřena z určité plochy na zemském povrchu, přičemž její hodnota vypovídá o průměrné teplotě vegetace a všech jiných objektů na povrchu. Dle očekávání, je staniční teplota vzduchu ve 2 m chladnější než teplota v 5 cm, kde dochází k intenzivnímu ohřevu od zemského povrchu v denních hodinách. Jelikož jsou použita data pro celé dny, jsou výsledky zkresleny vlivem rozdílné energetické bilance v denních a nočních hodinách.

Tabulka 7.3: Porovnání teplot u vybraných met. stanic

stanice	rozdíly	průměrný rozdíl	maximum	minimum	směr. odchylka rozdílu
Byňov	LST - T2m	-1,371	6,60	-14,71	3,672
	LST - T 5cm	-0,993	8,25	-14,32	5,019
	T2m - T5cm	0,379	7,50	-15,00	5,732
Husinec	LST - T2m	-0,962	6,49	-16,40	4,366
	LST - T 5cm	-0,706	9,35	-19,95	6,935
	T2m - T5cm	0,256	7,10	-15,00	5,705
Churáňov	LST - T2m	-0,400	8,42	-19,60	4,498
	LST - T 5cm	-0,945	9,86	-16,20	6,548
	T2m - T5cm	-0,545	7,90	-15,40	5,826

Zdroj: vlastní výpočet

Z tabulky 7.3 je patrná velká směrodatná odchylka rozdílu mezi jednotlivými teplotami. Ta vypovídá o širokém rozmezí hodnot rozdílů teplot. Vzhledem k velké teplotní kolísavosti ve spodních vrstvách atmosféry je nemožné stanovit závislost mezi jednotlivými teplotami. V literatuře se uvádí (př. Wan, 1996), že se rozdíl LST od teploty vzduchu (2 m) může pohybovat až okolo 15°C. Ve sledovaných dnech jsou v extrémních případech tyto meze překročeny, především kvůli vyšší teplotě vzduchu oproti LST.

Jak již bylo uvedeno, atmosféra se ohřívá popř. ochlazuje od zemského povrchu. Je tedy vhodné data rozdělit podle denní a noční hodiny. V denních hodinách lze očekávat vyšší teplotu povrchu než okolní vrstvy atmosféry a v nočních hodinách naopak. To nemusí platit v zimním období, a proto jsou data dále rozdělena podle roční doby na zimní a letní (tab. 7.4). V letních dnech je zemský povrch teplejší než přízemní vrstva atmosféry, která je zemským povrchem intenzivně ohřívána. V zimních chladných dnech je naopak zemský povrch chladnější než nad ním ležící vzduch. Data pro tento účel jsou ze všech tří stanic sloučena. Pro zimní období byla použita data ze zpracovaných dnů v měsíci únor a březen a pro letní období dny v měsíci červenec a srpen.

Z tabulky 7.4 vidíme vyšší kladný rozdíl teplot ($T_2 \text{ m} - T_5 \text{ cm}$) v nočních hodinách, resp. záporný rozdíl teplot v denních hodinách, vypovídající o kladné energetické bilanci povrchu během dne a o záporné během noci. Přízemní teplota (5 cm) by měla lépe odpovídat LST, protože leží blíže povrchu. Ve skutečnosti je v lepší shodě s LST teplota vzduchu (2 m), tomu také odpovídá nižší směrodatná odchylka rozdílu LST – $T_2 \text{ m}$ oproti vyšší směrodatné odchylce rozdílu LST – $T_5 \text{ m}$. Přízemní teplota je velmi ovlivněna zemským povrchem, proto zde dochází k mnohem větším teplotním výkyvům než u teploty vzduchu, LST nemá příliš velké výkyvy kvůli prostorovému zprůměrování, a proto je v lepší shodě s teplotou vzduchu.

Tabulka 7.4: Porovnání teplot v letních a zimních měsících

časové určení		rozdíly	průměrný rozdíl	maximum	minimum	směr. odchylka rozdílu
leto	den	LST-T2m	0,036	-9,70	8,42	3,469
		LST-T5cm	-4,155	-19,95	9,22	6,712
		T2m-T5cm	-4,783	-17,10	7,20	6,543
	noc	LST-T2m	-0,774	-8,15	5,35	2,233
		LST-T5cm	2,986	-3,85	9,15	2,190
		T2m-T5cm	3,631	0,70	7,40	1,198
zima	den	LST-T2m	-1,533	-15,71	6,56	5,647
		LST-T5cm	-3,666	-16,11	9,86	6,584
		T2m-T5cm	-2,564	-13,70	6,40	4,854
	noc	LST-T2m	-2,911	-19,60	6,10	5,206
		LST-T5cm	0,753	-16,20	11,10	6,170
		T2m-T5cm	3,638	0,40	6,80	1,397

Zdroj: vlastní výpočet

7.1.1. Křivky denního chodu teploty

Křivky denního chodu teploty u LST a obou staničních teplot byly sestaveny pro dny, ve kterých byl výskyt oblačnosti v průběhu celého dne nad danými meteorologickými stanicemi minimální (příloha 3).

Jedním z nejdůležitějších parametrů charakterizující denní chod teploty je denní amplituda teploty, tedy rozdíl maximální a minimální teploty dosažené v průběhu jednoho dne. Maximální denní povrchová teplota nastává dle očekávání v poledních hodinách, kdy je zemský povrch nejintenzivněji ozařován Sluncem. Maximální staniční teploty jsou oproti LST posunuty do odpoledních hodin. To je dáno vlivem ohřevu spodních vrstev atmosféry od zemského povrchu. Minimální hodnoty teploty pro staniční data nastávají v nočních hodinách před úsvitem, kdy jsou přízemní vrstvy vystaveny po celou noc záporné energetické bilanci zemského povrchu. Minimální teploty z LST jsou posunuty směrem k půlnoci, v nočních hodinách většinou u nich nedochází k příliš velkým výkyvům.

Maximální a minimální hodnoty LST jsou nepřesně stanoveny, pokud se v čase předpokládaných denních maxim nebo nočních minim LST vyskytovala oblačnost. Tyto dny jsou v tabulce 7.5 označeny hvězdičkou. Oblačnost byla zaznamenána především v poledních hodinách na stanici Churáňov, a proto maximální hodnoty LST u této stanice nemusí vypovídat o denní amplitudě teploty. Některá denní maxima povrchové teploty se vyskytují až v pozdějších poledních hodinách (i po 14 hodině), tento jev je způsoben oblačností v předchozích hodinách. Denní amplituda povrchové teploty pro LST je nižší než denní amplituda přízemní teploty. Minimální hodnoty LST souvisí s délkou slunečního svitu během dne. Měly by nastávat v letních dnech dříve než v zimních, tato skutečnost je z tab. 7.5 patrná.

Tabulka 7.5: Extrémní denní hodnoty LST

datum	Churáňov				Husinec				Byňov			
	max. [°C]	čas	min. [°C]	čas	max. [°C]	čas	min. [°C]	čas	max. [°C]	čas	min. [°C]	čas
3.2.	-0,36	14:45 *	-10,13	6:15	5,99	12:30	-6,52	3:45	6,29	12:15	5,09	4:30
8.2.	1,43	13:15 *	-9,99	5:00	8,32	11:45	-5,64	5:30	8,38	12:00	-4,88	23:30
9.2.	6,18	11:45	-6,53	1:15	9,14	12:00	-4,88	2:30	8,50	12:15	-8,46	2:45
10.2.	4,36	12:15	-8,11	4:00	6,53	11:15	-6,42	2:30	7,14	12:30	-7,95	5:15 *
6.3.	3,44	13:45 *	-14,01	0:15	11,16	12:00	-9,18	0:15 *	10,60	12:30	-8,92	2:00 *
27.4.	18,96	11:30	-0,39	2:30	18,92	11:15 *	1,58	3:30	21,47	11:45 *	1,01	3:30
2.6.	24,54	10:45 *	9,04	1:45 *	27,26	11:45 *	9,49	6:15 *	27,25	12:15	12,86	3:15 *
1.7.	23,47	15:15 *	6,16	1:15	27,37	14:00	9,30	2:00	27,62	12:30	9,51	3:15
2.7.	28,55	12:00	10,12	0:45	29,80	13:00	12,62	1:15	30,01	12:45	12,31	2:45
27.7.	25,47	10:15 *	10,67	1:00	28,47	11:30	12,24	3:15	29,94	12:00 *	11,20	3:45
6.8.	23,23	11:15 *	6,00	0:15	25,29	11:30	7,40	0:00	25,53	11:45 *	1,35	0:45
10.8.	20,21	15:00 *	1,77	4:15	23,08	15:15 *	2,50	4:15 *	23,69	15:30 *	6,66	3:00
18.8.	18,87	12:45 *	0,65	4:30 *	22,47	14:30 *	3,29	2:45	24,05	13:45 *	3,15	3:45
19.8.	28,19	12:45 *	5,25	4:00	30,98	11:45 *	8,44	21:45 *	31,67	11:45	10,41	4:15
9.9.	22,60	12:15	4,12	4:00	25,17	11:45	5,26	0:15	25,95	12:00	6,53	3:45
28.9.	17,35	11:45 *	-0,02	4:00	18,08	12:15	1,39	4:00	17,99	12:00 *	0,47	4:15

pozn.: * značí výskyt oblačnosti v okolních hodinách

zdroj: vlastní výpočet

Možnost změření staniční teploty je nezávislá na výskytu oblačnosti, proto zde můžeme bez potíží stanovit denní teplotní minimum a maximum. Pro teplotu vzduchu (tab. 7.6) je typický posun denních maximálních teplot k 14 hodině. U stanice Churáňov, jsou maximální denní teploty vzduchu velmi často zaznamenány až v 16 hodin a to především v teplých letních měsících. Minimální hodnoty teploty nastávají v častých ranních hodinách před východem Slunce. U stanice Churáňov jsou hodnoty denních minimálních teplot posunuty oproti hodnotám z ostatních stanic směrem k půlnoci. Není zde tak zřejmá závislost minimálních teplot na východu Slunce, jako je tomu u ostatních stanic.

Tabulka 7.6: Extrémní denní teploty vzduchu (2 m)

datum	Churáňov				Husinec				Byňov			
	max. [°C]	čas	min. [°C]	čas	max. [°C]	čas	min. [°C]	čas	max. [°C]	čas	min. [°C]	čas
3.2.	1,6	14:00	-9,0	3:00	5,1	15:00	-7,1	8:00	5,0	15:00	-6,2	7:00
8.2.	3,4	14:00	-6,9	6:00	6,9	14:00	-5,2	6:00	5,4	14:00	-5,9	7:00
9.2.	2,6	14:00	-3,9	0:00	6,8	14:00	-6,1	7:00	6,7	14:00	-6,4	7:00
10.2.	2,0	14:00	-4,7	23:00	5,2	14:00	-6,3	7:00	5,1	15:00	-6,3	5:00
6.3.	2,2	15:00	-12,2	6:00	6,8	15:00	-6,7	4:00	5,6	14:00	-8,2	7:00
27.4.	13,2	16:00	2,1	3:00	18,6	15:00	0,4	5:00	18,1	14:00	0,8	5:00
2.6.	21,0	16:00	13,1	4:00	27,6	14:00	12,0	5:00	26,1	15:00	13,5	4:00
1.7.	21,6	16:00	11,3	4:00	26,7	15:00	9,3	4:00	26,6	15:00	9,6	4:00
2.7.	23,8	15:00	13,4	3:00	28,9	14:00	11,0	4:00	29,3	14:00	10,8	4:00
27.7.	22,1	17:00	14,4	2:00	28,9	16:00	14,0	4:00	27,4	15:00	13,3	5:00
6.8.	20,7	15:00	9,0	0:00	26,6	14:00	9,0	5:00	25,3	13:00	9,2	5:00
10.8.	18,7	16:00	6,5	1:00	24,2	15:00	8,8	5:00	24,1	14:00	8,9	0:00
18.8.	18,4	15:00	5,8	0:00	24,6	15:00	7,8	5:00	24,9	16:00	6,1	4:00
19.8.	23,6	16:00	12,6	2:00	29,7	15:00	11,6	5:00	28,3	12:00	8,7	5:00
9.9.	19,5	16:00	6,6	5:00	24,1	15:00	6,2	5:00	23,7	16:00	6,1	4:00
28.9.	12,3	13:00	2,3	5:00	16,7	13:00	0,5	6:00	16,4	14:00	-0,2	6:00

zdroj: vlastní výpočet

Přízemní teplota je nejvíce závislá na radiační bilanci zemského povrchu, proto nabývá nejvyšší amplitudy ze zde zkoumaných teplot. Maximální denní teploty, kvůli bližší vzdálenosti k zemskému povrchu, nastávají dříve než maximální teplota vzduchu ve 2 metrech (tab. 7.7). Výskyt minimální hodnoty teploty je přibližně stejný jako u teploty vzduchu. Přízemní teplota dosahuje mnohem vyšších denních maxim a mnohem nižších denních minim. V extrémně teplých letních dnech přesahuje přízemní teplota v meteorologických stanicích i 40°C a denních amplitud přesahujících 30°C (tab. 7.8).

Tabulka 7.7: Extrémní denní teploty vzduchu v přízemní vrstvě atmosféry (5 cm)

datum	Churáňov				Husinec				Byňov			
	max. [°C]	čas	min. [°C]	čas	max. [°C]	čas	min. [°C]	čas	max. [°C]	čas	min. [°C]	čas
3.2.	6,3	13:00	-13,2	6:00	11,3	13:00	-10,7	8:00	10,9	12:00	-11,3	7:00
8.2.	10,1	13:00	-11,6	6:00	13,5	13:00	-9,7	6:00	15,9	11:00	-9,8	7:00
9.2.	8,5	13:00	-8,2	1:00	14,0	13:00	-9,7	7:00	17,4	13:00	-10,0	7:00
10.2.	7,9	14:00	-7,8	23:00	11,9	13:00	-9,6	7:00	16,7	13:00	-9,6	5:00
6.3.	9,6	12:00	-17,1	5:00	16,2	15:00	-10,5	4:00	18,2	13:00	-12,9	6:00
27.4.	24,3	12:00	-1,9	3:00	29,2	12:00	-3,2	5:00	31,8	13:00	-2,0	1:00
2.6.	35,3	13:00	6,4	4:00	36,8	10:00	8,2	4:00	36,8	13:00	8,8	4:00
1.7.	35,4	14:00	3,9	4:00	40,8	13:00	6,4	4:00	37,4	15:00	6,8	4:00
2.7.	37,4	14:00	7,4	2:00	42,5	13:00	7,9	4:00	41,6	14:00	7,7	4:00
27.7.	36,0	13:00	10,4	23:00	39,9	13:00	10,7	4:00	42,0	13:00	11,1	4:00
6.8.	34,1	12:00	2,6	4:00	42,9	14:00	4,7	5:00	38,9	13:00	6,3	5:00
10.8.	31,3	16:00	3,1	1:00	39,1	13:00	4,3	5:00	33,7	14:00	5,1	0:00
18.8.	27,8	13:00	1,1	0:00	38,7	12:00	4,3	3:00	34,9	15:00	4,1	4:00
19.8.	34,0	13:00	8,7	3:00	42,8	12:00	7,5	5:00	37,9	11:00	6,5	5:00
9.9.	28,1	13:00	1,0	6:00	24,1	15:00	2,0	5:00	33,2	14:00	3,6	5:00
28.9.	23,7	12:07	-4,2	6:00	26,7	12:00	-3,4	6:00	29,2	11:00	-1,7	6:00

Zdroj: vlastní výpočet

Tabulka 7.8: Denní amplitudy teplot

den	Byňov			Husinec			Churáňov		
	LST	T 2m	T 5cm	LST	T 2m	T 5cm	LST	T 2m	T 5cm
3.2.	1,20	11,2	22,2	12,51	12,2	22,0	9,77	10,6	19,5
8.2.	13,26	11,3	25,7	13,96	12,1	23,2	11,42	10,3	21,7
9.2.	16,96	13,1	27,4	14,02	12,9	23,7	12,71	6,5	16,7
10.2.	0,81	11,4	26,3	12,95	11,5	21,5	12,47	6,7	15,7
6.3.	19,52	13,8	31,1	20,34	13,5	26,7	17,45	14,4	26,7
27.4.	20,46	17,3	33,8	17,34	18,2	32,4	19,35	11,1	26,2
2.6.	14,39	12,6	28,0	17,77	15,6	28,6	15,50	7,9	28,9
1.7.	18,11	17,0	30,6	18,07	17,4	34,4	17,31	10,3	31,5
2.7.	17,70	18,5	33,9	17,18	17,9	34,6	18,43	10,4	30,0
27..7.	18,74	14,1	30,9	16,23	14,9	29,2	14,80	7,7	25,6
6.8.	24,18	16,1	32,6	17,89	17,6	38,2	17,23	11,7	31,5
10.8.	17,03	15,2	28,6	20,58	15,4	34,8	18,44	12,2	28,2
18.8.	20,90	18,8	30,8	19,18	16,8	34,4	18,22	12,6	26,7
19.8.	21,26	19,6	31,4	22,54	18,1	35,3	22,94	11,0	25,3
9.9.	19,42	17,6	29,6	19,91	17,9	22,1	18,48	12,9	27,1
28.9.	17,52	16,6	30,9	16,69	16,2	30,1	17,37	10,0	27,9

Zdroj: vlastní výpočet

Z použitých dat o teplotě byly sestaveny křivky denního chodu teploty pro jednotlivé dny (příloha 3). V některých případech je kvůli oblačnosti křivka denního chodu LST neúplná, nejvíce je tento jev patrný dne 10. srpna. Z křivek denního chodu teploty je patrný růst a pokles teplot přibližně ve stejných částech dne. Přízemní teplota roste a klesá nejrychleji, zatímco LST a teplota vzduchu mají v některých případech téměř identický průběh (př. Husinec – 1.7., Byňov – 2.7.).

V nočních hodinách podle křivek denního chodu teploty dochází k pozvolnému poklesu teplot. Průběh poklesu u jednotlivých teplot je obdobný. Teplota se během noci mění jen o několik málo stupňů, přičemž začíná rychle stoupat před východem Slunce.

V dopoledních hodinách dochází k prudkému růstu všech teplot, nejintenzivněji roste přízemní teplota, teplota vzduchu a LST mají podobně rychlý růst. V odpoledních hodinách je zaznamenáván obdobně rychlý pokles teplot. Nejprve klesá LST, která v některých případech začne klesat ještě před 12 hodinou, nejpozději začíná mít sestupnou tendenci teplota vzduchu.

Z křivek denního chodu teploty je pro staniční data patrné, že se teplota v různé výšce nad zemským povrchem může velmi výrazně měnit. Teplotní rozdíly mezi přízemní teplotou a teplotou vzduchu v některých případech přesahují hodnoty 20°C.

Hodnoty LST jsou v ranních hodinách vyšší než staniční teploty. Tento jev je charakteristický pro všechny sestavené křivky denního chodu teploty, přičemž rozdíl LST od staničních teplot a doba trvání LST jako nejvyšší teploty ze sledovaných teplot se různí. V ranních hodinách dochází k růstu všech teplot, přičemž nejintenzivněji roste přízemní teplota, která v průběhu dopoledních hodin vždy převyší hodnotu LST. LST má v průběhu denních hodin nižší hodnoty než přízemní teplota, ale naopak vyšší hodnoty v nočních hodinách.

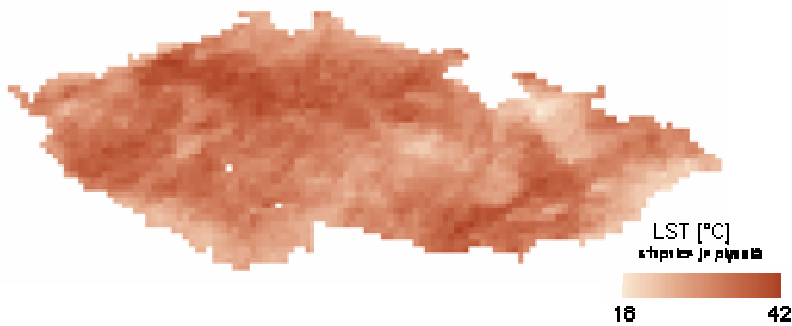
Z křivek denního chodu teploty je dále patrné opožděné teplotní maximum teploty vzduchu oproti LST. Okolo 3 hodiny odpolední je vždy teplota vzduchu vyšší, než je LST.

Při porovnání denního chodu teploty mezi jednotlivými stanicemi nebyly nalezeny další podstatné odlišnosti mezi chodem LST a staničními teplotami. U vybraných dnů byla závislost LST na staničních teplotách v jednotlivých stanicích podobná. Pokud byla zaznamenána na jedné meteorologické stanici LST vyšší než teplota vzduchu popř. přízemní teplota, byla LST většinou vyšší i na ostatních stanicích a naopak.

7.2. Porovnání družicových dat

Pro porovnání LST byly vybrány družice MSG a přístroj Modis a dále byly vybrány dny, ve kterých byl výskyt oblačnosti na území České republiky pokud možno co nejmenší. Odvozená LST na území České republiky (obr. 7.1) představuje velmi „hrubé“ rozložení teplot. Přesto lze z těchto dat poměrně snadno rozlišit horské pohraniční oblasti od nížinných oblastí České tabule a Moravských úvalů. Pohraniční hory a nížinné oblasti vytváří na snímcích LST z dat MSG nejvýznamnější teplotní rozdíly, stejně je tomu i ve skutečnosti. Data s takovýmto rozlišením nemohou vhodně odlišit např. urbanizované plochy od svého okolí, průmyslové oblasti a jiné části krajiny, které se od svého okolí výrazně liší.

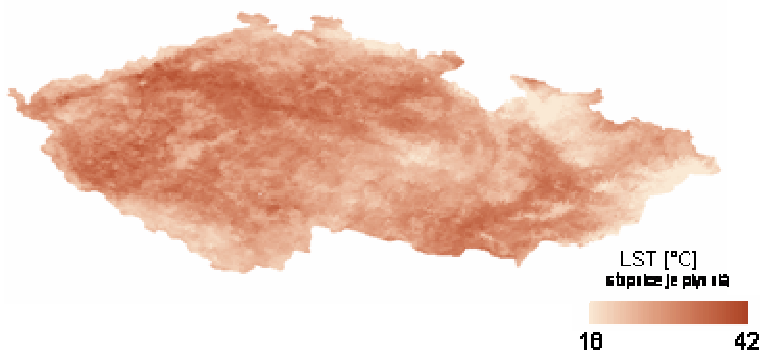
Obr. 7.1: Povrchová teplota z dat MSG dne 7.8. 9:45



Zdroj: LSA SAF

Povrchová teplota odvozená z dat Modisu (obr. 7.2) poskytuje mnohem lepší představu o rozložení teplot na území České republiky. Přesto i jedno kilometrové prostorové rozlišení způsobuje na snímcích velkou generalizaci teplot. Zde je již patrné mírné rozlišení velkých měst od svého okolí nebo chladnějších vrcholových horských oblastí.

Obr. 7.2: Povrchová teplota z dat Modisu dne 7.8. 10:50



Zdroj: LP DAAC

Z druhé poloviny roku 2008 (data pro LST jsou dostupná od 8. 7. 2008) byly vybrány dny podle stupně pokrytí oblačností nad Českou republikou. Nalézt vhodné snímky, které by měly hodnoty LST pro celé území České republiky je poměrně komplikované. Na některých snímcích byla i přes tuto selekci zaznamenána vyšší oblačnost. V tabulce 7.9 je uvedeno procentuální vyjádření oblačných pixelů pro jednotlivé sledované časové termíny. Až na výjimky je oblačnost na území České republiky pod 30 %, vyskytují se zde však i případy s více jak dvou třetinovým výskytem oblačnosti. Zajímavé je porovnání stupně oblačnosti pro jednotlivé snímky mezi MSG a Modisem. V některých případech zde totiž hodnota celkového pokrytí oblačností nad Českou republikou z dat Modisu nabývá vyšších hodnot než u MSG. Vzhledem k nižšímu prostorovému rozlišení MSG by se tento jev neměl vyskytovat. Vyšší procentuální zastoupení oblačnosti u dat Modisu může být vysvětleno detekcí rozptýlené oblačnosti, mlhy apod., kterou data z MSG nezaznamenávají. U procentuálního pokrytí oblačností nad Českou republikou lze spíše očekávat opačné hodnoty, tedy vyšší hodnoty pro MSG než Modis. To je dáno tím, že v případě částečného pokrytí pixelu oblačností bude celý pixel u MSG zařazen jako oblačný, zatímco u Modisu bude stejné území rozděleno mezi bezoblačné a oblačné pixely.

Tabulka 7.9: Stupeň pokrytí oblohy oblačností pro MSG a Modis

datum	čas pořízení Modisu	MSG [%]	Modis [%]
26.7.	10:25	63,4	42,4
27.7.	21:40	0,6	4,6
3.8.	20:45	4	9,5
7.8.	10:50	0,2	0
9.8.	20:10	13,8	29
17.8.	21:00	22,7	17,4
28.8.	20:40	72,3	80
9.9.	9:55	14,1	4,7
27.9.	20:50	5,98	5,2
28.9.	10:25	31,7	12,7
28.9.	19:55	1,1	1,4
5.10.	10:30	10,5	7,9
9.10.	10:05	66,6	47,7
13.10.	9:40	46,9	41,7
18.10.	10:00	11,6	10,3
30.12.	9:55	2,8	32,2
30.12.	21:00	19,1	22,75

Zdroj: vlastní výpočet

Pro vybrané dny v době pořízení dat Modisu byly na území České republiky spočteny rozdíly teplot mezi daty z MSG a zprůměrovanou hodnotou z Modisu. Hodnoty rozdílu byly zprůměrovány pro celý snímek a zobrazeny v tabulce 7.10. Průměrné hodnoty rozdílů dosahují vyšších hodnot v denních hodinách. Stanovení LST v denních hodinách je zatíženo větší chybou kvůli slunečnímu záření, které různou měrou zahřívá zemský povrch a tím dochází k vyšší prostorové heterogenizaci teploty. Čím je navíc teplota vyšší, tím je stanovení LST obtížnější. Nejlépe se tedy určuje teplota v chladných nočních hodinách. Kvůli vysoké oblačnosti mohl být pro zimní období vybrán pouze jeden den, kde v nočních hodinách opravdu vychází velmi nízké rozdíly LST. Přesto je z tabulky 7.10 vidět poměrně dobrá shoda mezi jednotlivými měřeními i v jiných dnech, průměrné hodnoty rozdílu se pohybují okolo 1°C se směrodatnou odchylkou v rozmezí od 1 do 2°C jsou velice dobré výsledky. Ve většině případů vyšly průměrné hodnoty LST z MSG vyšší než u LST z Modisu, což značí výpočet LST z dat MSG mírně nadhodnocený oproti LST z Modisu. Jestli je však skutečná povrchová teplota bližší MSG nebo Modisu nemůžeme bez pozemního šetření stanovit.

Tabulka 7.10: Průměrné rozdíly LST u vybraných dnů

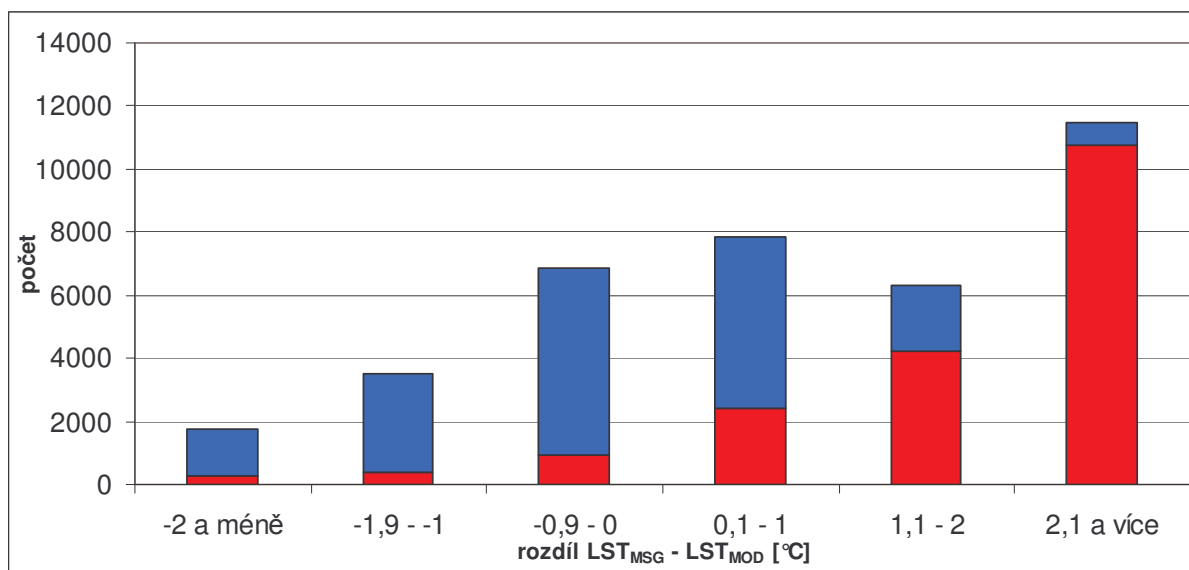
datum	čas pořízení Modisu	průměrný rozdíl [°C]	min. rozdíl [°C]	max. rozdíl [°C]	sm. odchylka [°C]
26.7.	10:25	2,44	-8,55	14,10	2,29
27.7.	21:40	-0,98	-7,12	3,28	1,01
3.8.	20:45	0,70	-10,70	3,78	1,22
7.8.	10:50	2,87	-7,92	11,46	2,06
9.8.	20:10	-0,15	-8,29	4,98	1,26
17.8.	21:00	-0,56	-6,21	8,56	1,46
28.8.	20:40	-1,33	-8,14	2,19	1,69
9.9.	9:55	2,05	13,12	-6,92	2,08
27.9.	20:50	-0,18	-4,72	2,35	0,77
28.9.	10:25	2,93	-5,26	10,07	1,66
28.9.	19:55	0,51	-3,27	3,57	0,84
5.10.	10:30	2,28	-4,19	11,50	1,60
9.10.	10:05	1,77	-0,82	7,24	1,64
13.10.	9:40	2,42	-1,23	6,41	0,98
18.10.	10:00	1,95	-3,99	7,04	1,32
30.12.	9:55	1,21	-4,38	6,98	1,25
30.12.	21:00	0,00	-6,20	6,40	1,35

Zdroj: vlastní výpočet

Tabulka 7.10 nám udává informace o celém snímku podle průměrných hodnot. Pokud použijeme histogram rozložení hodnot, můžeme stanovit, jakou měrou jsou rozdíly teplot od sebe odlišné. Data o rozdílech LST ze všech snímků byla seskupena do několika kategorií

(obr. 7.3). Z histogramu je patrné, že největší počet rozdílů teplot spadá do poslední kategorie (2°C a více). Na opačné straně histogramu, kde LST z Modisu je o 2°C vyšší než z MSG se ve sledovaných dnech příliš nevyskytuje. Zhruba 62 % hodnot se vyskytuje v rozmezí rozdílů od -2°C do +2°C.

Obr.7.3: Histogram rozložení hodnot rozdílů LST (červeně znázorněna data z dopoledních průletů Modisu)



Zdroj: vlastní výpočet

Z obr. 7.3 jsou patrné vyšší hodnoty LST u MSG oproti Modisu v denních hodinách, v nočních hodinách je tento trend opačný. Průměrná hodnota rozdílu z nočních hodin pro všechna noční data byla zjištěna -0,22°C se směrodatnou odchylkou 1,33°C. V denních hodinách je průměrný rozdíl ze všech denních hodnot 2,26°C se směrodatnou odchylkou 1,78°C.

Družicová data o teplotě nám poskytují informace o prostorovém rozložení teploty. Je proto možné tato data prostorově porovnávat. V příloze 4 jsou uvedeny obrázky s rozdíly teplot v jednotlivých dnech. Je vidět poměrně náhodné rozložení rozdílů v LST na území České republiky. Nevyskytuje se zde žádná oblast, která by měla stálý záporný popř. kladný trend rozdílů LST.

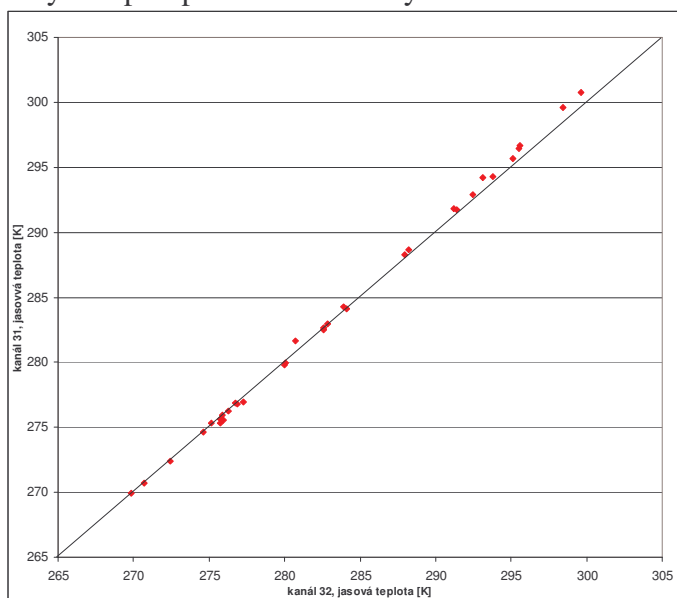
7.3. Úprava algoritmu LST pro Modis

Algoritmus pro výpočet LST z dat Modisu využívá jako vstupní parametr data o teplotě vzduchu získaná z produktu MOD07_L2. Tato teplota slouží k výběru vhodných koeficientů pro výpočet LST. Pokud použijeme staniční teplotu vzduchu (2 m), měli bychom dosáhnout

stejného výsledku jako za použití teploty vzduchu odvozené z družicových dat. Staniční teplota vzduchu byla získána z meteorologických stanic Byňov, Husinec a Churáňov a následně byla v pixelech obsahujících tyto stanice dopočítána LST.

Použitá data k výpočtu LST jsou obsažena v příloze 5. Z dat je patrná poměrně stálá emisivita, která se jak prostorově tak časově příliš nemění. Emisivita vypočtená na základě klasifikace vegetačního pokryvu tedy v Českých podmínkách nepředstavuje výrazné časové výkyvy (je možné předpokládat, že i v jiných částech Země to bude obdobné). Zenitní úhel nabývá hodnot od 0° do 65°, přičemž jsou zachyceny případy s nízkým i vysokým zenitním úhlem. Nejdůležitější částí přílohy 5 jsou odvozené jasové teploty. Z rozdílu jasových teplot kanálů 31 a 32 lze stanovit vliv atmosféry na naměřená data (obr. 7.4). Rozdíl jasových teplot by měl být v úzké vazbě s množstvím vodních par v atmosféře, jelikož je vodní pára hlavní absorbent termálního záření Země. Ve dnech s vysokým obsahem vodních par v atmosféře je také rozdíl jasových teplot největší (příloha 5).

Obr. 7.4: Rozdíl jasových teplot pro zkoumané dny



Zdroj: vlastní výpočet

Obr. 7.4 ukazuje rozdíly jasových teplot získaných pro odvození LST. Čím větší vzdálenost od osy grafu, tím je vhodnost dat pro odvození LST menší kvůli většímu zeslabení naměřené hodnoty atmosférou. Vyšších odchylek je dosahováno v letních měsících, které jsou způsobeny kromě vyššího množství vodní páry v atmosféře také vyšší teplotou povrchu.

Z dat v příloze 5 byla podle metody generalizovaných oken (viz kap. 4.2.2.) vypočtena LST. Vypočtené údaje o LST jsou uvedeny v tabulce 7.11. Výpočet se provádí ve třech iteracích, přičemž jsou uvedeny všechny tři. Je patrné, že po první iteraci se již povrchová

teplota příliš nemění, pouze v řádu maximálně desetín stupňů. V tabulce je také uvedena hodnota LST pro daný pixel, který byl získán z produktu MOD07_L2. Při použití stejných koeficientů jako u produktu MOD11_L2 by se měly dané povrchové teploty rovnat. Teploty se ovšem nerovnají, což značí odlišný výběr koeficientů. Obecně řečeno, pokud je použita vyšší teplota vzduchu, pak výpočet LST počítá s větším ovlivněním atmosférou, a proto je dosaženo nižších hodnot LST. Rozdíl vypočítané LST od původní LST nám tedy ukazuje, jestli byla použita vyšší nebo nižší teplota vzduchu, než je teplota získaná z atmosférického teplotního profilu produktu MOD07_L2.

Tabulka 7.11: Odvozená povrchová teplota

datum	čas	stanice	T stanice [K]	iterace [K]			LST [K]	rozdíl LST_3-LST [K]
				LST_1	LST_2	LST_3		
25.1.	10:20	Byňov	271,06	277,33	277,37	277,32	277,82	-0,50
		Husinec	276,56	277,62	277,60	277,59	273,72	3,87
		Churáňov	275,66	271,31	271,29	271,38	270,82	0,56
8.2.	10:30	Byňov	273,46	277,15	277,21	277,31	277,48	-0,17
		Husinec	273,96	277,57	277,66	277,76	275,9	1,86
		Churáňov	274,26	271,70	271,68	271,79	271,64	0,15
11.2.	11:00	Byňov	276,96	276,50	276,47	276,49	277,4	-0,91
		Husinec	276,36	277,22	277,27	277,35	276,5	0,85
		Churáňov	275,26	272,83	272,84	272,99	271,32	1,67
12.5.	10:45	Byňov	287,26	295,04	295,06	295,00	295,5	-0,50
		Husinec	292,96	294,12	294,12	294,17	291,82	2,35
		Churáňov	293,06	290,15	290,07	290,12	290,46	-0,34
22.6.	10:35	Byňov	296,86	304,11	304,11	304,21	304,6	-0,39
		Husinec	301,26	300,54	300,57	300,95	298,48	2,47
		Churáňov	301,76	297,77	297,67	297,78	298,24	-0,46
7.8.	10:50	Byňov	292,46	300,09	300,15	300,16	300,16	0,00
		Husinec	292,86	305,05	305,09	305,10	298,04	7,06
		Churáňov	286,56	297,79	297,97	298,03	297,54	0,49
17.8.	21:00	Byňov	284,36	284,26	284,39	284,41	284,48	-0,07
		Husinec	285,76	283,27	283,21	283,36	284,78	-1,42
		Churáňov	280,56	280,95	280,96	280,80	281,7	-0,90
9.9.	9:55	Byňov	293,36	294,96	295,09	295,08	296,56	-1,48
		Husinec	292,96	296,68	296,80	296,78	292,6	4,18
		Churáňov	288,16	-	-	-	290,44	
28.9.	19:55	Byňov	278,96	275,64	275,64	275,92	277,94	-2,02
		Husinec	279,16	277,41	277,42	277,23	278,96	-1,73
		Churáňov	277,16	275,37	275,38	275,64	277,06	-1,42
5.10.	10:30	Byňov	286,56	285,17	285,23	285,20	285,36	-0,16
		Husinec	288,56	286,20	286,20	286,22	281,48	4,74
		Churáňov	280,46	278,10	278,10	278,17	277,82	0,35
18.10.	10:00	Byňov	282,26	284,42	284,55	284,57	286,12	-1,55
		Husinec	282,16	284,42	284,55	284,57	282,38	2,19
		Churáňov	278,26	280,43	280,42	280,21	279,14	1,07

Zdroj: vlastní výpočet

Z tabulky 7.11 je vidět, že odvozená LST dosahuje v některých případech značně odlišných hodnot než původní povrchová teplota. To je patrné především u stanice Husinec, kde se dá předpokládat, že staniční teplota vzduchu příliš nevypovídá o teplotě vzduchu okolní oblasti. Zbylé stanice mají hodnoty rozdílu těchto teplot většinou do jednoho stupně. V tabulce 7.11 se vyskytl také případ, kdy hodnota LST nemohla být spočítána kvůli velkému množství vodních par. Stanice Churáňov dne 9.9. v 10 hodin zaznamenala teplotu vzduchu 288,16 K a z družicových dat byl odvozen celkový obsah vodních par v atmosféře 2,115 cm. Pro takto nízké teploty s tak vysokým obsahem vodní páry nejsou stanoveny koeficienty pro výpočet LST. Přesto byla LST spočtena za použití teploty vzduchu z produktu MOD07_L2. To značí, že teplota vzduchu odvozená z družicových dat musela být vyšší než staniční.

Teplota vzduchu odvozená z družicového měření reprezentuje celou zkoumanou oblast. Platí pro ni tedy stejné předpoklady jako u LST. Její shoda s bodovou teplotou vzduchu (reprezentovaná měřením v meteorologické stanici) bude tím nižší, čím nižší bude prostorová homogenita daného území. Navíc teplota vzduchu pro staniční měření je k dispozici pouze pro omezený počet pixelů. Pokud bychom použili staniční teplotu pro stanovení koeficientů LST pro celý snímek, museli bychom ostatním pixelům přiřadit teplotu vzduchu. Ať již použijeme teplotu z nejbližší stanice nebo teplotu zprůměrovanou z více stanic, bude docházet k volbě nevhodných koeficientů a tím i k výpočtu nesprávné LST.

8. Zhodnocení výsledků

V této práci byly porovnávány povrchové teploty odvozené z dat MSG a z Modisu a staniční teploty ve výšce 5 cm a 2 m nad zemským povrchem. Stanovit závislost mezi těmito teplotami je velice problematické, neboť každá z teplot je ovlivněna jinými parametry při jejím stanovení.

Povrchová teplota odvozená z dat DPZ je prostorová teplota. Je stanovena z určité plochy podle prostorového rozlišení radiometru. Tím u ní dochází ke zprůměrování hodnot teplot a tedy i k menším denním amplitudám. Kromě toho LST odráží teplotní charakteristiku vegetace, která má malé denní teplotní výkyvy.

Přízemní teplota se stanovuje ve výšce 5 cm nad zemským povrchem. Kvůli tak malé vzdálenosti je její velikost velmi ovlivněna radiační bilancí zemského povrchu. Denní amplituda přízemní teploty je proto nejvyšší s výraznými denními maximy teplot především v jarních a letních měsících.

Teplota vzduchu ve výšce 2 m nad zemským povrchem je nejčastějším ukazatelem charakterizujícím počasí. Vzhledem k podstatně vyšší vzdálenosti od zemského povrchu než je přízemní teplota, je tato teplota méně ovlivněna zářením zemského povrchu a nedochází u ní k tak vysoké amplitudě. Vzdušné proudění se může významně podílet na velikosti naměřené teploty vzduchu, protože mění vertikální teplotní gradient spodních vrstev atmosféry. Teplota vzduchu nedosahuje tak vysokých denních amplitud jako přízemní teplota také z důvodu toho, že se měří v meteorologické budce, zatímco přízemní teplota se měří nad zemským povrchem bez jakéhokoliv zastínění.

Všechny tři teploty jsou ovlivněny slunečním zářením a tedy i radiační bilancí zemského povrchu. Proto u nich dochází k podobnému teplotnímu trendu během dne. Křivce denního chodu LST se více přibližuje křivka denního chodu teploty vzduchu. To je dáno především méně výrazným růstem těchto teplot oproti přízemní teplotě v dopoledních hodinách. Kdyby se přízemní teplota neměřila ve výšce 5 cm, ale přímo na zemském povrchu, docházelo by k ještě vyšším hodnotám denní amplitudy. Jelikož má povrchová teplota z dat DPZ plošný charakter a teplotu stanovujeme z objektů na zemském povrchu, tedy převážně z vegetace, byla by od měření povrchové bodové teploty značně odlišná.

Validací LST s pozemními měřeními bylo uskutečněno několik, všechny však využívají měření v oblastech homogenního krajinného pokryvu a teplotu odvozují radiometricky (kap. 6.2.1.). Jednu z prací porovnání LST z dat MSG provedla Gajewska (2006) pro oblast

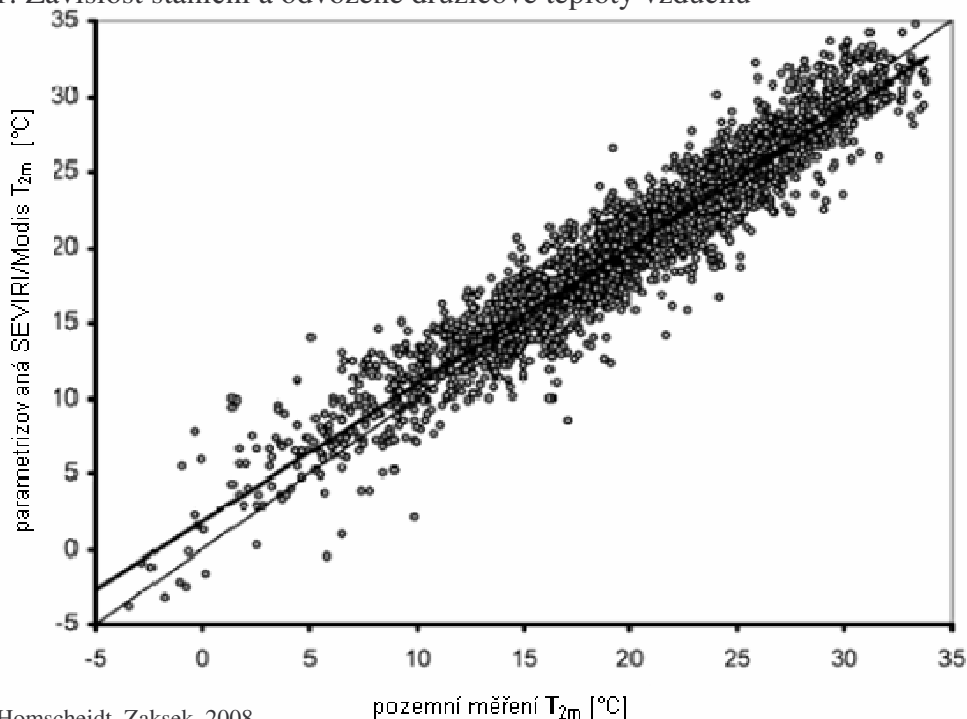
západně od Lisabonu u vegetace stále zelených dubů. Její výsledky ukazují nízký průměrný rozdíl mezi LST a odvozenou teplotou z pozemního detektoru, avšak s vysokou směrodatnou odchylkou (tabulka 6.1). Výsledky byly zprůměrovány do měsíců, ve kterých měření probíhalo. Porovnání LST z dat MSG s pozemními měřeními provedl také Monteiro a kol. (2007). Testovací oblast v této práci byla umístěna opět do jižního Portugalska. Kromě LST z dat MSG byla použita i LST z Modisu. Práce rozlišovala měření na ranní a noční, přičemž pro MSG bylo dosaženo v ranních hodinách rozdílů měření od -7°C do $+3^{\circ}\text{C}$ a v nočních hodinách od -6°C do $+1^{\circ}\text{C}$. U Modisu bylo rozpětí teplot zaznamenáno vyšší od -13°C do $+4^{\circ}\text{C}$ v ranních hodinách a od -8 do $+1^{\circ}\text{C}$ v nočních hodinách. Vyšší teplotní výkyvy Modisu jsou dány jeho vyšší prostorovou rozlišovací schopností a tím i možností zachycení větších teplotních výkyvů.

Porovnání LST s pozemními měřeními bylo uskutečněno také LSA SAFem, organizací mající na starost odvození LST z dat MSG (Validation Report LST, 2008). Validace probíhala v první polovině roku 2005 a bylo dosaženo výsledků střední kvadratické chyby od 1°C (leden) do 5°C (květen).

V této práci bylo dosaženo vyšších směrodatných odchylek mezi LST a staničními měřeními než ve výše zmíněných pracích, značící větší rozpětí hodnot od průměrného rozdílu. Směrodatné odchylky pohybující se okolo 5°C značí velmi rozdílné hodnoty mezi LST a staničními teplotami, a proto je nalezení závislosti mezi těmito teplotami velice obtížné, téměř nemožné. Vyšší směrodatné odchylky v této práci oproti zmíněným pracím jsou způsobeny především použitím přízemní teploty a teploty vzduchu oproti teplotě získané z pozemních radiometrů.

Závislost teploty vzduchu na LST z dat MSG se pokusili odvodit Schroedter-Homscheidt a Zaksek (2008). K analýze bylo využito pozemních měření teploty vzduchu z jižního Německa, Francie (region Franche-Comté) a Slovinska. LST byla převedena do prostorového rozlišení Modisu na základě regresní analýzy mezi LST a NDVI. Na takto upravených datech byl proveden přepočítání na teplotu vzduchu (obr. 8.1). Bylo dosaženo poměrně vysokých hodnot rozdílů mezi teplotou vzduchu z družicového a z pozemního měření. Autoři v práci uvádí, že evaporace (výpar z rostlin a půdy) může významně změnit teplotní zvrstvení spodních vrstev atmosféry.

Obr. 8.1: Závislost staniční a odvozené družicové teploty vzduchu



Zdroj: Scheodter-Homscheidt, Zaksek, 2008

Pro nalezení závislosti mezi jednotlivými měřeními byly sestaveny křivky denního chodu teploty. Z těchto křivek byly zjištěny některé charakteristické rysy mezi zkoumanými teplotami. LST má podobný průběh jako teplota vzduchu, což je způsobeno pozvolnějším růstem teploty v dopoledních hodinách jak u LST, tak u teploty vzduchu. Půdní teplota dosahuje výrazný nárůst v dopoledních hodinách, a proto je její křivka denního chodu velmi odlišná od křivky LST a také křivky teploty vzduchu.

Na všech křivkách denního chodu teploty byla teplota vzduchu v době svého maxima vždy výše než křivka denního chodu LST. Proto je možné říci, že v odpoledních hodinách v čase přibližně 14 a 15 hodiny bude naměřená teplota vzduchu představovat maximální hodnotu LST. Vyšší hodnota LST než teplota vzduchu v tuto dobu značí pravděpodobnou chybu ve výpočtu. Vyšší hodnoty teploty vzduchu oproti LST jsou dány posunutím maximálních denních teplot vzduchu do odpoledních hodin. Tento trend byl zjištěn u všech sledovaných stanic. Závislost může být odlišná v různých částech České republiky, dá se ale očekávat, že v oblastech s podobným krajinným pokryvem bude tento trend obdobný.

Ve všech sledovaných denních chodech teploty bylo zjištěno, že v časných ranních hodinách jsou hodnoty LST vyšší než staniční teploty. Tento jev nastává před východem Slunce a je způsoben dřívějším růstem LST oproti staničním teplotám. Na většině denních chodů teploty byla teplota vzduchu v dopoledních hodinách nižší oproti LST, která také měla ve většině případů vyšší denní teplotní maxima.

Křivka denního chodu LST se v literatuře příliš nevyskytuje. Většinou jsou pouze měření rozdělena na noční a denní, popř. i na jiná. Atitar a kol. (2008) ve své práci uvedli křivku denního chodu LST z dat MSG v porovnání s radiometricky odvozenými pozemními teplotami. Byla zjištěna vyšší hodnota LST oproti pozemním teplotám v poledních hodinách, která byla vysvětlena prostorovou heterogenitou sledovaného území vyznačující se kromě lesních ploch také holými půdami, silnicemi atd., které v poledních hodinách více zahřívají zemský povrch a tím dochází k vyšší hodnotě LST. V prostudované literatuře nebyly nalezeny zdroje, které by sestavovaly a porovnávaly křivku denního chodu LST s křivkami denních chodů staničních teplot.

Vhodným způsobem, jak analyzovat LST, je porovnání dvou různých LST. Porovnávané totiž dvě teploty vztažené na určitou plochu. Žádné dvě družice však nepořizují stejná data, mají různé úhly pozorování, jiné prostorové rozlišení, různý čas pořízení dat apod., je proto nutné vzít tyto faktory při porovnání družicového měření v úvahu.

V této práci jsou porovnávány odvozené LST z družic MSG-2 (přístroj SEVIRI) a Terra (přístroj Modis). Družice MSG je geostacionární družicí, díky tomu snímá Českou republiku vždy při stejných pozorovacích úhlech, přičemž měření se provádí každých 15 minut. Družice Terra je na polární dráze, a tak dochází k pořizování dat na území České republiky v různých úhlech pohledu, což je spjato s různým prostorovým rozlišením (prostorové rozlišení roste s vyšším úhlem pozorování). Při porovnání jednotlivých družicových měření by měly být plochy, které tyto měření vymezují na zemském povrchu co nejvíce shodné.

Prostorové vymezení jednoho měření MSG na území České republiky zahrnuje oblast o velikosti přibližně 3,5x6 km. Měření je vlivem úhlu pozorování družice a zakřivení Země protaženo v severo-východním směru. Pro prostorové ztotožnění dat MSG a Modisu muselo dojít k převedení dat Modisu do prostorového rozlišení MSG. Jelikož byla použita kubická konvoluce, byla nově vzniklá hodnota spočtena z nejbližších 16 pixelů. Tím nedošlo k úplnému prostorovému ztotožnění naměřených dat. Vlivem různého prostorového vymezení může docházet k růstu rozdílů povrchových teplot. Přestože nedošlo k úplnému prostorovému ztotožnění, je 16 hodnot Modisu reprezentujících jedno prostorové měření MSG poměrně dostačující k výpočtu rozdílů LST mezi jednotlivými družicovými daty. Z důvodu, že výpočet nových hodnot LST pro Modis probíhá z 16 nejbližších bodů, může se stát, že vlivem oblačných pixelů budou brány i hodnoty, které již nejsou vymezeny měřením MSG. Tento jev by ale neměl nastávat, protože v případě oblačných pixelů z dat Modisu by měla být data z MSG označena také jako oblačná.

Samotný výpočet LST z družicových dat je zatížen určitou chybou, která závisí na volbě použitého algoritmu a stanovení jeho koeficientů. Wan a Dozier (1996) navrhli metodu generalizovaných oken pro výpočet LST z dat Modisu, u které bylo dosaženo přesnosti při odvození LST menší než 1°C. Na příloženém CD u této práce jsou přiloženy koeficienty výpočtu LST pro data z Modisu a směrodatná odchylka pro jednotlivé sady koeficientů. Pouze u koeficientů s vysokým obsahem vodních par a vysokou teplotou vzduchu je překročena hodnota směrodatné odchylky odvozené LST o 1°C. Pro MSG je nejasnost při stanovení LST mezi 1 a 2°C (Validation Report LST, 2008).

Porovnání LST z MSG a Modisu je v literatuře nejčastější způsob kontroly kvality LST z MSG. Ve validační zprávě (Validation Report LST, 2008) bylo dosaženo rozdílů mezi LST u MSG a Modisu v průměru 1-2°C se směrodatnou odchylkou 1°C v nočních hodinách. V denních hodinách dosahovaly rozdíly teplot od 2°C do 6°C. Zpráva tedy ukázala vyšší hodnoty LST u MSG a závislost rozdílu teplot především na intenzitě slunečního záření. Validační zpráva porovnávala LST z MSG také s odvozenou LST z družice Metop (z přístroje AVHRR). Zde bylo dosaženo v denních hodinách v průměru o 1,5°C vyšších hodnot u MSG (směrodatná odchylka 2,5°C) a v nočních hodinách došlo k zápornému průměrnému rozdílu teplot o -0,4°C (směrodatná odchylka 2,3°C).

V práci Monteiro a kol. (2007) byly zaznamenány také vyšší hodnoty LST u MSG než pro Modis. V denních hodinách docházelo k vyšším hodnotám LST u MSG (rozmezí rozdílů hodnot od +2°C do + 6°C) a v nočních hodinách bylo rozmezí rozdílů teplot od +1°C do +2°C.

Atitar (2008) provedl také porovnání LST u MSG a Modisu, ovšem využil nově navržený algoritmus pro výpočet LST z MSG. Porovnání bylo provedeno pouze v jeden den (27.7.2007) v dopoledních hodinách, přičemž výsledky ukazovaly poměrně dobrou shodu s LST z Modisu. Nebyla zde již patrná nadhodnocená LST u MSG oproti Modisu. Výsledné rozdíly se pohybovaly od -1,53°C do +1,14°C, což je v denních hodinách velice dobrý výsledek.

V této práci byly zjištěny nadprůměrné hodnoty LST z dat MSG oproti LST z dat Modisu v denních hodinách, kdy byl průměrný rozdíl ze všech denních dat zjištěn 2,26°C se směrodatnou odchylkou 1,78°C. V nočních hodinách byl jev spíše opačný a celkový průměrný rozdíl byl -0,22°C se směrodatnou odchylkou 1,33°C. Výsledky ukazují lepší závislost těchto dvou LST v nočních hodinách. V denních hodinách je nejvýznamnějším faktorem způsobujícím rozdíly mezi LST z MSG a z Modisu sluneční záření. Jelikož je

intenzita slunečního záření pro celé území České republiky stejná, nebyly zjištěny oblasti, kde by docházelo k výraznějším podprůměrným popř. nadprůměrným rozdílům LST.

Dosažené výsledky mají podobný charakter jako zde zmíněné práce. Je patrné, že při výpočtech LST s vyššími hodnotami zenitního úhlu (v této práci přesahovaly hodnoty zenitního úhlu 60°) bude docházet k obdobným průměrným rozdílům LST jako za použití nižších zenitních úhlů. V nočních hodinách byla zaznamenána obdobná hodnota průměrného rozdílu LST jako u validační zprávy z LSA SAFu. Směrodatné odchylky měření vyšly dokonce nižší než u této zprávy.

V práci byl modifikován výpočet LST z dat Modisu, zde byla použita místo teploty vzduchu získané z produktu MOD07_L2 teplota vzduchu ze staničního měření. Bylo zjištěno, že použití staniční teploty není vhodné, protože teplota vzduchu měřená bodově nereprezentuje plošné měření družicovým senzorem. Měření staniční teploty vzduchu se navíc provádí v meteorologické budce, není tedy ovlivněna přímým slunečním zářením. Teplota vzduchu z družicového měření je stanovena z atmosférického teplotního profilu, a proto nejsou tato data shodná.

8.1. Návrh dalšího postupu

Data o povrchové teplotě jsou podkladem pro celou řadu prací. Slouží jako podkladová vrstva při výpočtu některých produktů (charakteristika vegetace, potenciální nebezpečí výskytu požárů apod.). Při výpočtu LST jsou také použity některé odvozené družicové produkty. V práci jsou tyto podkladové vrstvy (maska oblačnosti, teplotní zvrstvení atmosféry, obsah vodních par) stručně popsány, jejich detailnější analýza na území České republiky popř. rozsáhlejší oblasti je jistě přínosná.

Jako příklad může posloužit maska oblačnosti. Ta v některých případech v této práci pokrývala u MSG menší území než u Modisu. To může značit nižší detekční schopnost oblačnosti u MSG.

Práce prokázala velmi nízkou závislost mezi LST a staničními teplotami, kde byla zjištěna směrodatná odchylka rozdílu okolo 5°C . Proto je další porovnání těchto dat s LST nevhodné. Na území České republiky bylo porovnáním LST prokázáno její velmi dobré odvození. Díky tomu mohou být data o LST ze sledovaných družic použita jako vstupní data pro nejrůznější účely na území České republiky (př. pro meteorologické a klimatické účely).

Během analýzy dat byl zjištěn velký výskyt oblačnosti. To omezuje použitelnost LST u řady disciplín. Nalezení vhodného způsobu, jak nevypočtenou LST kvůli oblačnosti dopočítat, by bylo velice přínosné.

V České republice doposavad neprobíhaly práce, které by analyzovaly povrchovou teplotu z dat DPZ. Je možné využít data i z jiných přístrojů (př. Landsat, SPOT) k výpočtu a ověření přesnosti LST na území České republiky. Pro družice s vyšším prostorovým rozlišením by měla výsledná teplota lépe charakterizovat měřenou oblast.

Z provedené úpravy LST algoritmu vycházely odlišné hodnoty LST za použití staniční teploty vzduchu, oproti použité družicové teplotě vzduchu získané z atmosférického teplotního profilu. Je proto možné do budoucna provést porovnání těchto dvou teplot vzduchu a stanovit vztah mezi těmito teplotami. Problematické bude nalezení vhodného softwaru, který by správně načel data z atmosférického teplotního profilu.

Z předešlé části vyplývá také fakt, že zpracování družicových dat je značně omezené dostupným softwarem. Některé produkty jako např. maska oblačnosti (viz kap. 2.2.1.) přiřazují informace jednotlivým bitům (př. bit 0 rozlišuje oblačný a jasný pixel), při načtení těchto dat do nevhodného softwaru dochází k zobrazení hodnot v desítkové soustavě, které nerepresentují informace o masce oblačnosti. Vývoj nového softwaru pro práci s odvozenými družicovými produkty (i pro LST) je vzhledem k rozdílnostem mezi družicovými datovými formáty velice užitečný.

9. Závěr

Hlavním cílem této práce byla analýza odvozené povrchové teploty z družicových dat z MSG a Modisu. Při porovnání této teploty s pozemními staničními teplotami byly prokázány vysoké rozdíly mezi těmito teplotami. Směrodatné odchylky rozdílů mezi sledovanými teplotami se pohybovaly okolo 5°C , což značí velké rozmezí hodnot rozdílů.

Ze sestavených křivek denního chodu teplot byly zjištěny charakteristické rysy mezi jednotlivými teplotami. Velice podobný průběh denního chodu teploty měla povrchová teplota s teplotou vzduchu. To je dáno podobnou amplitudou teplot. V době maximální teploty vzduchu (okolo 14-15 hod.) byla její hodnota vždy vyšší než u povrchové teploty. Před východem Slunce byla ze sledovaných teplot nejvyšší povrchová teplota. Tento jev je dán časnějším růstem povrchové teploty oproti staničním teplotám. Přízemní teplota se jak od teploty vzduchu tak od povrchové teploty podstatně lišila.

Při porovnání povrchových teplot odvozených z dat MSG a z dat Modisu vyšly v průměru vyšší teploty pro MSG v denních hodinách. V nočních hodinách byl průměrný rozdíl těchto povrchových teplot přibližně nulový (o něco nižší hodnoty zaznamenány u MSG). Směrodatné odchylky jednotlivých průměrných rozdílů byly okolo $1,5^{\circ}\text{C}$, což značí velmi vysokou shodu.

V práci byla při porovnání povrchových teplot prokázána vhodnost výpočtu povrchové teploty z dat MSG pro Českou republiku. Použitá metoda odvození povrchové teploty u MSG je tedy vhodná i pro vyšší zenitní úhly měření.

V práci byla provedena úprava algoritmu na výpočet povrchové teploty z dat Modisu, přičemž bylo zjištěno, že nahrazení teploty vzduchu získané z atmosférického teplotního profilu (z družicových dat) staniční teplotou je nevhodné. Teplota vzduchu odvozená z družicových dat reprezentuje plošnou jednotku, zatímco staniční teplota je bodová, navíc není měřena za přímého slunečního svitu.

Seznam použité literatury

- ACKERMAN S.A. a kol. (2006): Discriminating Clear-sky from Clouds with MODIS. Version 5, Algorithm Theoretical Basis Document (MOD35), MODIS Cloud Mask Team, 129s.
- ATITAR a kol. (2008): Land surface temperature retrieved from SEVIRI/MSG2, Data: algorithm and validation. EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Darmstadt, 5s.
- Atlas České republiky (1998). Sešitové atlasy pro základní školy, 2. vydání, Kartografie Praha.
- BECKER, F., LI, Z.L. (1990): Towards a local split window method over land surface. International Journal of Remote Sensing, 11, s. 17-33.
- BROWN, O.,B. (1999): MODIS Infrared Sea Surface Temperature Algorithm. Version 2. Algorithm Theoretical Basis Document, University of Miami, 85s.
- CAESAR, C. a kol. (2005): Evaluation of split-window and dual-angle correction methods for land surface temperature retrieval from Envisat/Advanced Along Track Scanning Radiometer (AATSR) data. Journal of Geophysical Research, 111, 12s.
- CARLSON, T.N., RIPLEY, D.A. (1997): On the relation between NDVI, fractional vegetation and leaf area index. Remote Sensing of Environment, 62, s.241-252.
- CASELLES, V., COLL, C., VALOR, E (1997): Land surface emissivity and temperature determination in the whole HAPEX–Sahel area from AVHRR data. Int. J. Remote Sens., 18, s. 1009–1027.
- CHEN, Y. (2001): Surface emissivity derived for infrared remote sensing from satellites. AMS 11th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Winsconsin, s. 512-515.
- COLL, C., VALOR, E., SCHMUGGE, T, CASELLES, V. (1997): A procedure for estimating the land surface emissivity difference in the AVHRR channels 4 and 5. Remote Sensing Application to the Valencian Area, Spain, 15s.
- CLAUSS, E., HINZPETER H., MULLER-GLEWE J., 1970: Messungen der Temperaturstruktur im Wasser and der Grenzflaeche Ozean-Atmosphaere. Meteor-Rorschungs-Ergebnisse, Reihe B, No.5, s.90-94.
- DASH, P. (2005): Land Surface Temperature and Emissivity retrieval from Satellite measurements. Universität Karlsruhe, dissertation, 77s.
- DASH, P. GÖTTSCHE, F.M., OLESEN, F.S.(2003): Emissivity and temperature estimation from MSG SEVIRI data method validation with simulated and NOAA-14 AVHRR data. Advances in Space Research, 32, s.2241-2246.
- DINH, H., TRUNG, L.V., VAN, T.T. (2006): Surface Emissivity in Determining Land Surface Temperature. Department of Geomatics Engineering, University of Technology, Vietnam, 4s.

- GAJEVSKA, E. (2006): Ground-truth for MSG land-surface temperature. EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Helsinki, 8s.
- GAO, B.-C., KAUFMAN, Y.J.(1998): The Modis Near-IR Water Vapor Algorithm. Algorithm Technical Background Document, Nasa Goddard Space Flight Center, 25s.
- GAO, B.-C., KAUFMANN, Y.J.(1995): Selection of the 1.375- μm MODIS Channel for Remote Sensing of Cirrus Clouds and Stratospheric Aerosols from Space. *Journal of Atmospheric Science*, 52, 23, s. 4231–4237.
- GILLESPIE, A., RUKUWGA, S., MATSUNAGA, T., COTHERN, J.S., HOOK, S., KAHLE, A. (1997): A Temperature and Emissivity Separation Algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emissions and Reflection Radiometer (ASTER) Images. EOS/ASTER instrument team, 10s.
- GILLESPIE, A.R. (1985): Lithologic mapping of silicite rocks using TIMS. *Proceedings TIMS Data User's Workshop*, s. 29-44.
- JESSUP, A. T., ZAPPA, C. J., LOEWEN M. R., HESANY V., (1997): Infrared remote sensing of breaking waves. *Nature*, 385, s.52-55.
- KAHLE, MADURA, SOHA (1980): Middle infrared multispectral aircraft scanner data: analysis for geological applications, *Applied Optics*, 19, s. 2279-2290.
- KAPLAN, L.D. (1959): Inference of Atmospheric Structure from Remote Radiation Measurements. *J. Opt. Soc. Am.* 49, s. 1004-1006.
- KAUFMAN, Y.J., GAO, B.-C.(1992): Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 30, s. 871-884.
- KING, M.(2005): Clouds, Aerosols, and Atmospheric Composition from Satellites. SOD Senior Project Scientist, Nasa Goddard Space Flight Center, 31s.
- KOLÁŘ, J., HALOUNOVÁ, L, PAVELKA, K. (1997): Dálkový průzkum země 10. ČVÚT, Praha, 164s.
- KUČEROVÁ, A. (2008): Klima přízemní atmosféry. Prezentace. Dostupná z: <http://www.butbn.cas.cz/kucerova/>
- METELKA, L. (2006): Možnost zpřesnění odhadu průměrné denní teploty z klimatických měření. *Meteorologické zprávy*, ročník 59, č. 4.
- MINNET, P.J. (1990): The regional optimization of infrared measurements of sea-surface temperature from space. *Journal of Geophysical Research*, 92, s. 497-510.
- MONTEIRO, I., TRIGO, I.F., KEBASCH, E., OLESEN, F. (2007): Validation of land surface temperature retrieved from Meteosat Second Generation satellites. EUMETSAT Meteorological Satellite Conference and the 15th Satellite Meteorology & Oceanography Conference of the American Meteorological Society, 8s.

NICLOS, R., ESTRELA, J.M., VALIENTE, J.A., BARBERA, M.J.(2006): An angular and emissivity dependent algorithm to determine sea surface temperature from MSG-SEVIRI data. Fundación Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo, 8s.

OLESEN, F., KABSCH, E., SCHMIDT, A., GÖTTSCHE, F. (2007): Validation of Land Surface Temperature from MSG/SEVIRI with a ground-truth station. Forschungszentrum Karlsruhe, Germany, 8s.

PERES, L.F., DaCAMARA, C. (2005): Land-surface emissivity maps based on MSG/SEVIRI information. EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Dubrovnik, 8s.

PETICOLIN, F., NERRY, F., STOLL, P.M.(2002): Mapping temperature independent spectral indice of emissivity and directional emissivity in AVHRR channel 4 a 5. International Journal of Remote Sensing, 23, s. 3473-3491.

PRATA, A.J. (1993): Land Surface temperatures derived from the advanced very high resolution radiometer and the Along-Track Scanning Radiometer 1. Tudory. Journal of Geophysical Reseach, 98, s.16689-16702.

PRATA, A.J., PLATT, C.M. (1995): Land surface temperature measurements from the AVHRR. In Proceedings of the 5th AVHRR Data Users Meeting, Tromso, Norway, s. 433-438.

PRICE, J.C. (1984): Land surface temperature measurements from split window channels of the NOAA-7 AVHRR. Journal of Geophysical Research, 89, s.16689-16702.

PUM VEGA (2006): Product User Manual, Vegetation Parameters. SLA-SAF, 91s.

PUM LST (2006): Product User Manual, Land Surface Temperature. SLA-SAF, 36s.

ROESLI, H.P.(2004): Introduction to RGB image composites. Presentation, In MSG Interpretation Guide, version 1, Eumetsat.

ROSENFELD, D. (2005): Application of Meteosat second generation (MSG) – Conversion from counts to radiances and from radiances to brightness temperatures and reflectances. In MSG Interpretation Guide, version 1, Eumetsat.

SALISBURY, W., D'ARIA, D.M. (1992): Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window. Remote Sensing of Environment, 42, s. 83-106.

SCOTT, N.A., CHÉDIN, A. (1981): A fast line by line method from atmospheric absorption computations: the Automatized Atmospheric Absorption Atlas. Journal of Applied Meteorology, 20, 802-812.

SCHMETZ, J., GOVAERTS, Y., KÖNIG, M., LUTZ, H.J., RATIER, A., TJEMKES, S. (2007): A short introduction to Meteosat Second Generation (MSG). In MSG Interpretation Guide, version 1. Eumetsat, 9s..

SCHROEDTER-HOMSCHEIDT, M., DREWS, A., HEISE, S. (2008): Total water vapor column retrieval from MSG-SEVIRI split window measurements exploiting the daily cycle of land surface temperatures. *Remote Sensing of Environmental*, 112, s. 249-258.

SCHROEDTER-HOMSCHEIDT, M., ZAKSEK, K. (2008): Air temperature in high temporal and spatial resolution from a combination of the SEVIRI and Modis instrument. *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, 52, 8s.

SCHROEDTER, M., OLESEN, F.S., FISCHER, H. (2003): Determination of LST distributions from single channel IR measurements. An effective spatial interpolation method for the use of TOVS, ECMWF and radiosonde profiles in the atmospheric correction scheme. *Int. Journal of Remote Sensing*, 24, s. 1189-1196.

SLATER, P.N. (1980): *Remote sensing, optics and optical systems*. Reading, Massachusetts, Addison-Wesley.

SMITH, R.B. (2003): *Computing the Planck Function*. Yale University, 4s.

SNYDER, W.C., WAN, Z., FENG, Y.Z. (1998): Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space. *Int. Journal of Remote Sensing*, 19, 14, s. 2753-2774.

SOBRINO, J.A., ROMAGUERA, M. (2004): Land surface temperature retrieval from MSG1-SEVIRI data. *Remote Sensing of Environmental*, 92, s. 247-254.

SOBRINO, J.A., LI, Z.-LI., STOLL, M.P., BACKER, F. (1996): Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. *Int. Journal of Remote Sensing*, 17, s. 2089-2114.

SOBRINO, J.A., ZHAO-LIANG, L., STOLL, M.P., BECKER, F. (1994): Improvements in the split-window technique for land surface temperature determination. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Trans.*, 32, 2, s.243-253.

SOBRINO, J. A., LI, Z.L., STOLL, M., BECKER, F. (1993): Determination of the surface temperature from ATSR data. *Proceedings of 25th International Symposium on Remote Sensing of Environment held in Graz, Austria*, s. 19-109.

TOLASZ, R. (2009): Rok 2008 v Česku – počasí a aktuální podnebí. *Meteorologické zprávy*, 62, 1, 4s.

TRIGO, I., MADEIRA, C., PERES, L., DaCAMARA, C. (2006): Producing realistic emissivity maps for the improvement of land surface temperature accuracy. *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Helsinki*, 7s.

ULIVIERI, C., CASTRONUOVO, M.M., FRANCONI, R., CARDILLO, A. (1992): A split window algorithm for estimating land surface temperature from satellites. *Advances in Space Research*, 14, 3, s. 59-65.

ULIVIERI, C., GANNIZZARO, G. (1985): Land surface temperature retrievals from satellite measurements. Acta Astronautica, 12, s. 997–985.

Validation Report LST (2008). LSA SAF, 29s.

VAN DE GRIED, A.A., OWE, M. (1993): On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. International Journal of Remote Sensing, 14, s.1119-1131.

VIDAL, A. (1991): Atmospheric and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite using ground measurements or satellite data. Int. Journal of Remote Sensing, 12, s. 2449-2460.

WAN, Z., DOZIER, J. (1996): A generalized split-window algorithm for retrieving land surface temperature from space. IEEE Trans. Geosc. Remote Sens., 34, s. 892- 905.

WAN, Z. (1996b): LST Coeficients. Manual k použití metody generalizovaných oken, 2s. Dostupné z příloženého CD.

WAN, Z. (2007): MODIS Land Surface Temperature Products, Collection-5. Users' Guide, University of Kalifornia, Santa Barbara, 30s.

WALTON, C.C. (1988): Nonlinear multichannel algorithms for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data, Journal of Applied Meteorology, 27, s. 115-127.

WATSON, K. (1992): Spectral ratio method for measuring emissivity. Remote Sensing of Environmetnatal, 42, s.113-116.

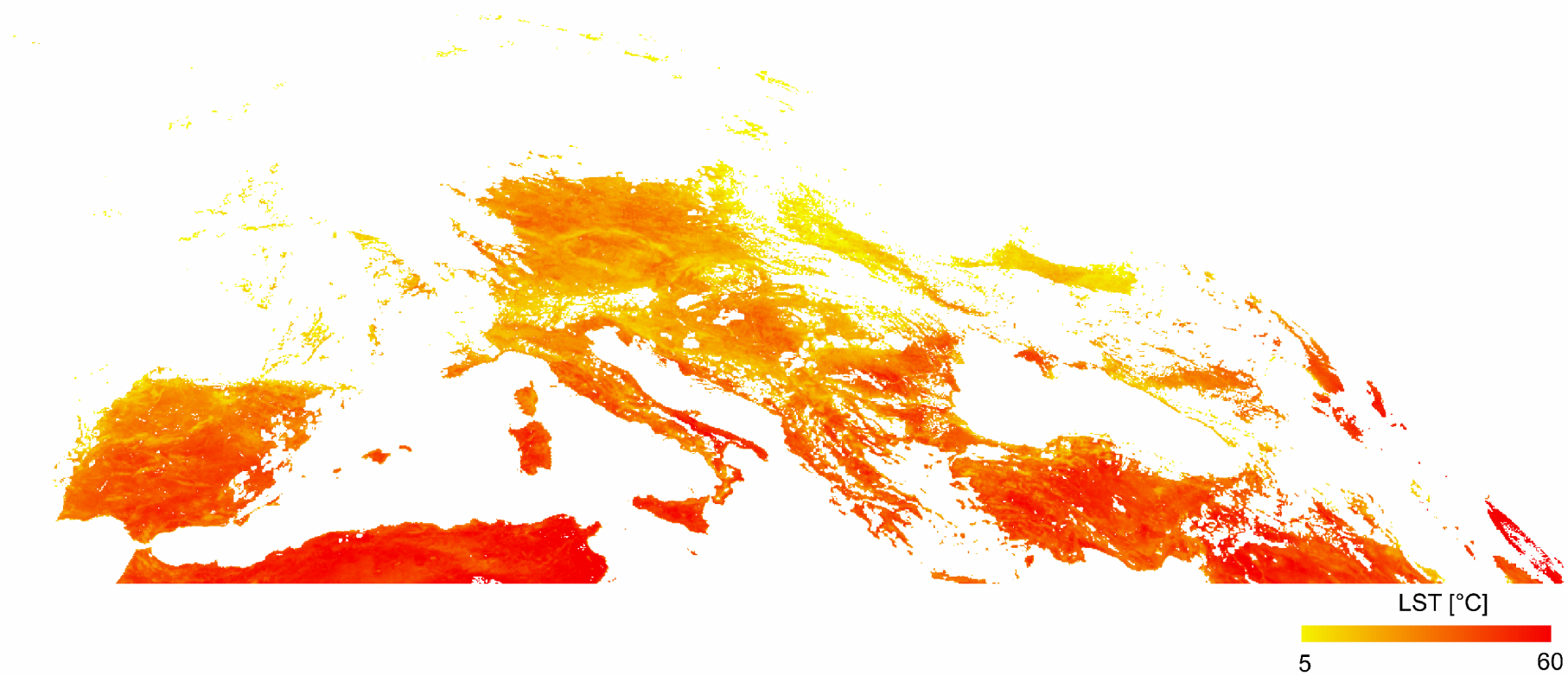
Yu, Y., Emery, W.J. (1996): Satellite Derived Sea Surface Temperature Variability in the Western Tropical Pacific Ocean, 1992-1993. Remote Sensing of Environmental, 58, 299-310s.

Internetové zdroje:

ASTER Spectral Library	http://speclib.jpl.nasa.gov/
CENIA	http://www.cenia.cz
ČHMÚ	http://www.chmi.cz
ESA	http://www.esa.int
Eumetsat	http://www.eumetsat.int
HDF Group	http://www.hdfgroup.org/
HDF Tools and Information Center	http://hdfeos.net
LP DAAC	http://ladsweb.nascom.nasa.gov
LSA SAF	https://landsaf.meteo.pt
MODIS UCSB Emissiviy Library	http://www.icess.ucsb.edu/modis/EMIS/html/em.html
Modis Web Site	http://modis.gsfc.nasa.gov/

Přílohy

Příloha 1: Ukázka povrchové teploty z dat MSG (dne 7.8. 10:45)



Zdroj: LSA SAF

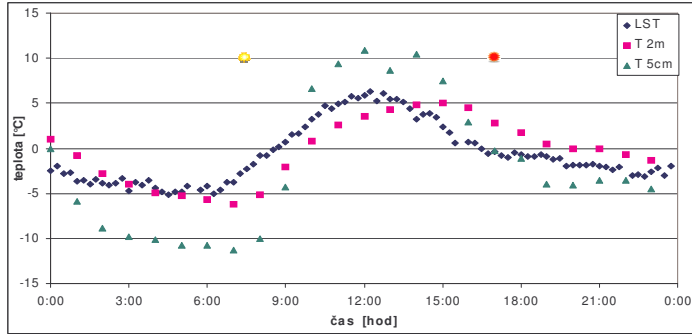
Příloha 2: Ukázka povrchové teploty z dat Modisu (dne 7.8. 10:50)



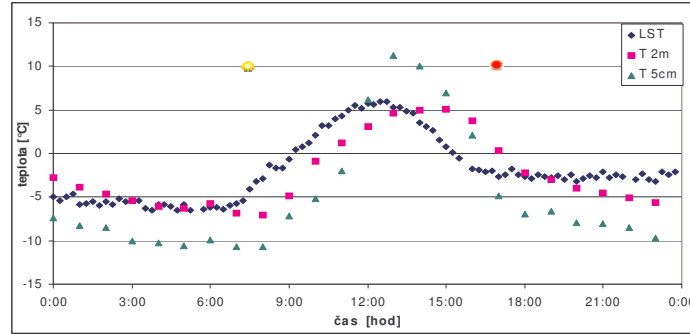
Zdroj: LP DAAC

Příloha 3: Křivky denního chodu teploty

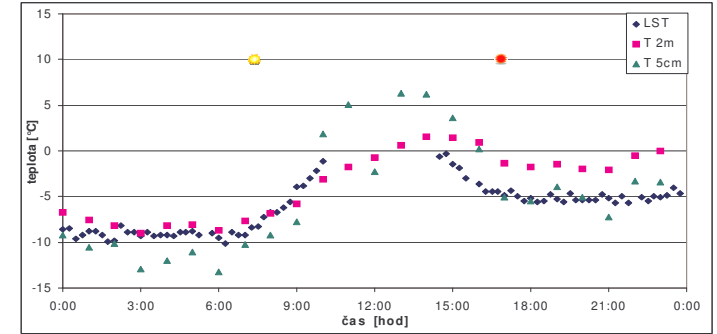
Byňov – 3.2.2008



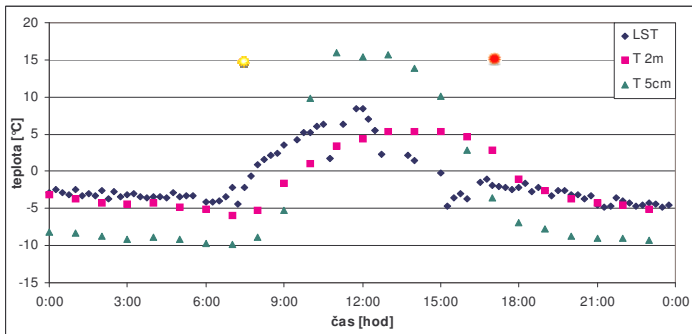
Husinec – 3.2.2008



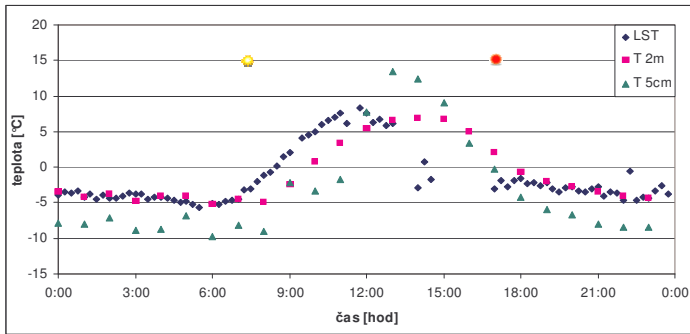
Churáňov – 3.2.2008



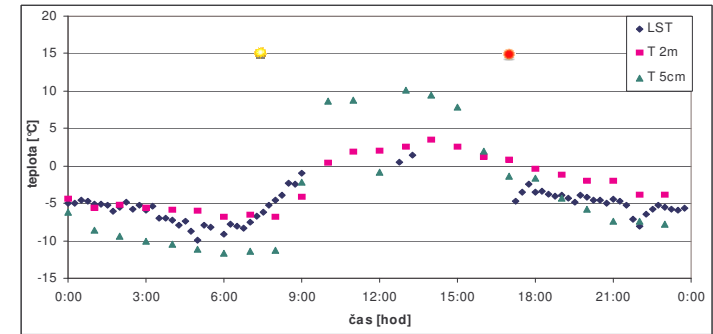
Byňov – 8.2.2008



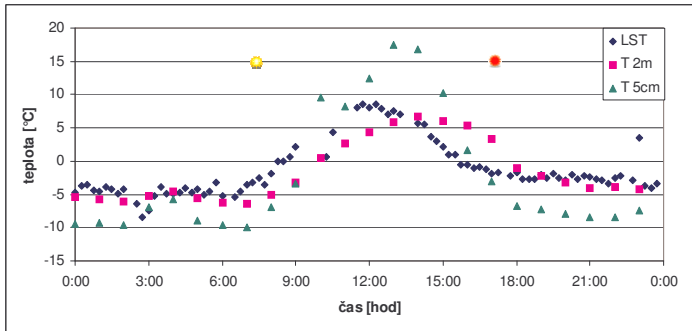
Husinec – 8.2.2008



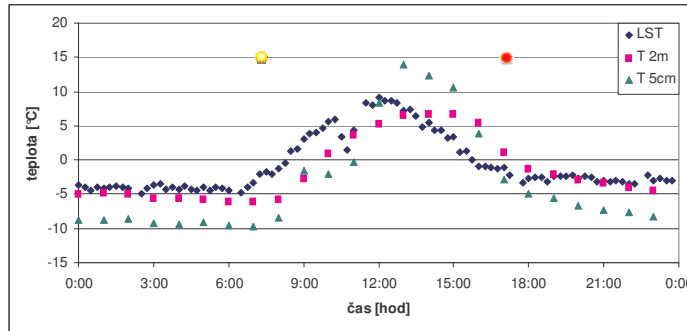
Churáňov – 8.2.2008



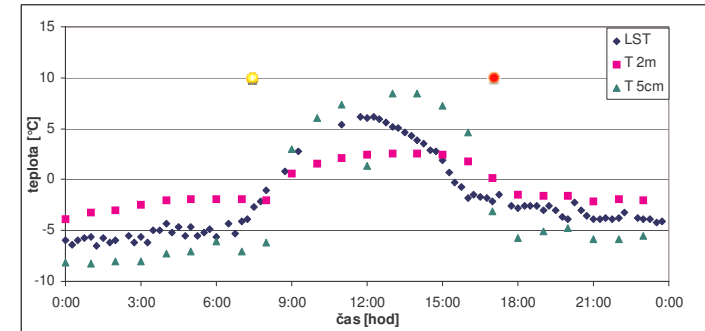
Byňov – 9.2.2008



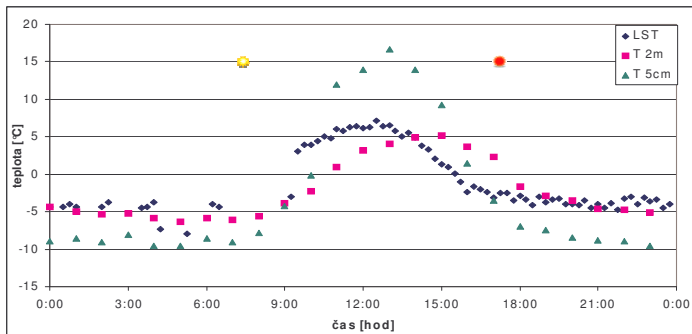
Husinec – 9.2.2008



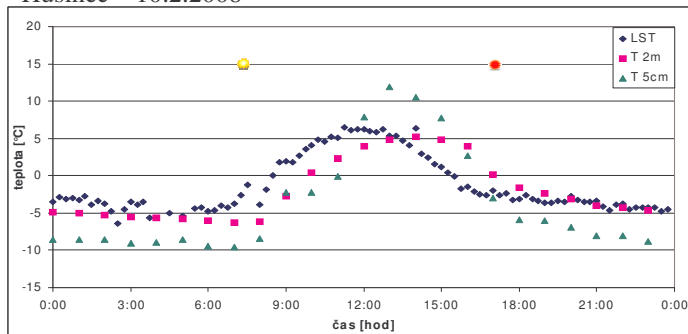
Churáňov – 9.2.2008



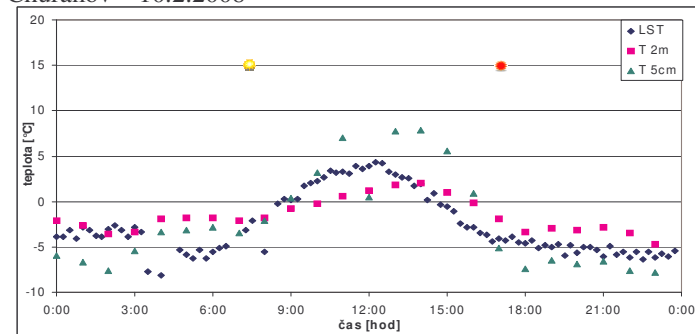
Byňov – 10.2.2008



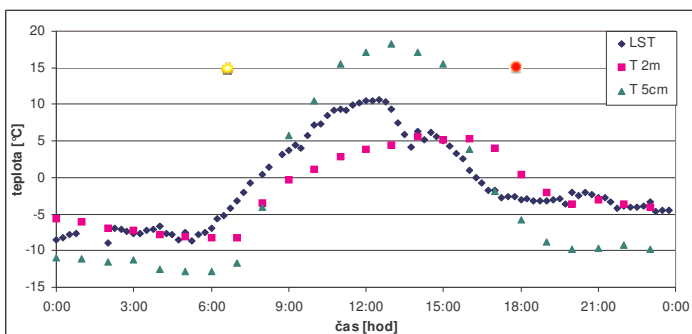
Husinec – 10.2.2008



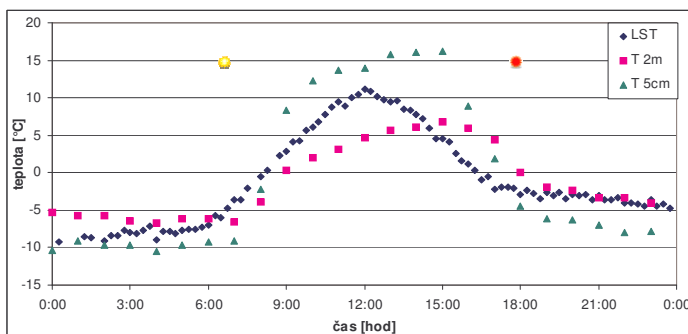
Churáňov – 10.2.2008



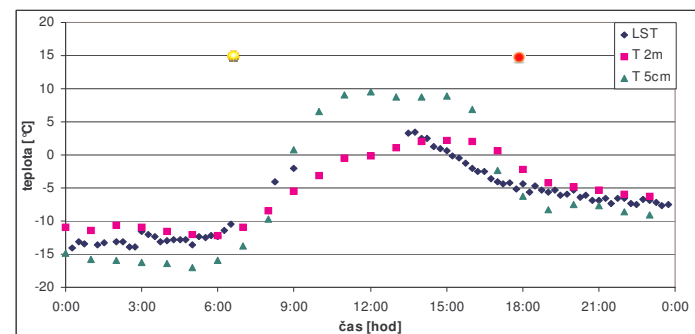
Byňov – 6.3.2008



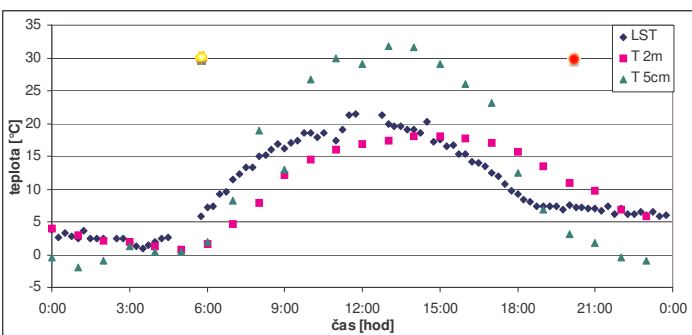
Husinec – 6.3.2008



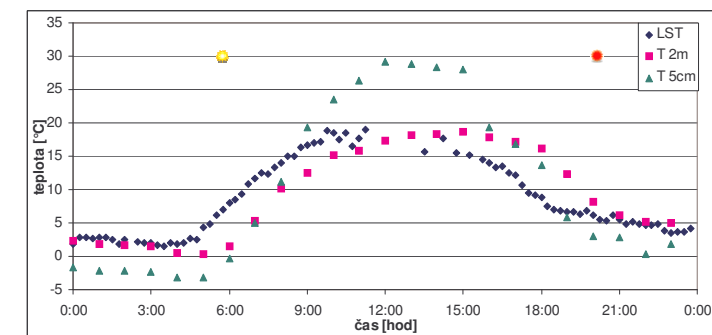
Churáňov – 6.3.2008



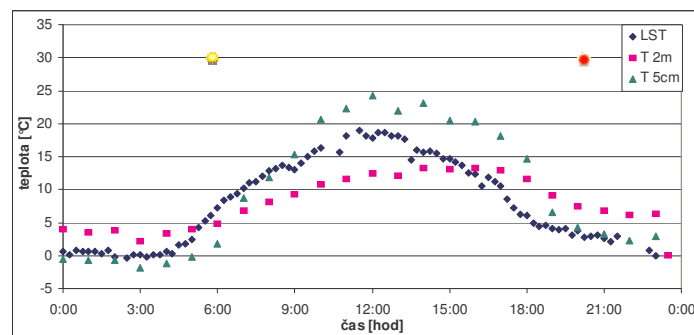
Byňov – 27.4.2008



Husinec – 27.4.2008

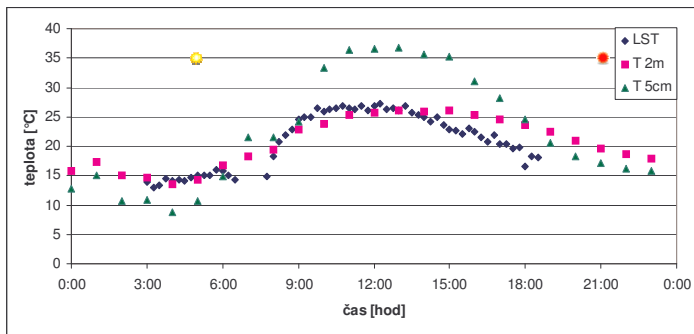


Churáňov – 27.4.2008

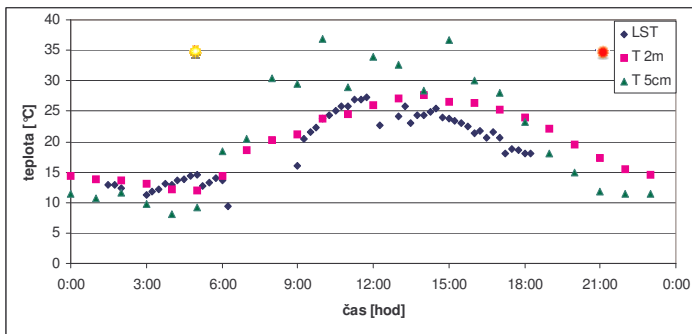


pozn.: ☀ značí východ Slunce a 🌅 západ Slunce
 uvedeno pro 15°v.d. a 50°s.š.

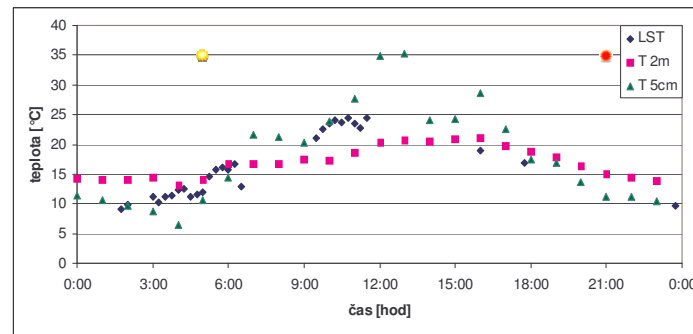
Byňov – 2.6.2008



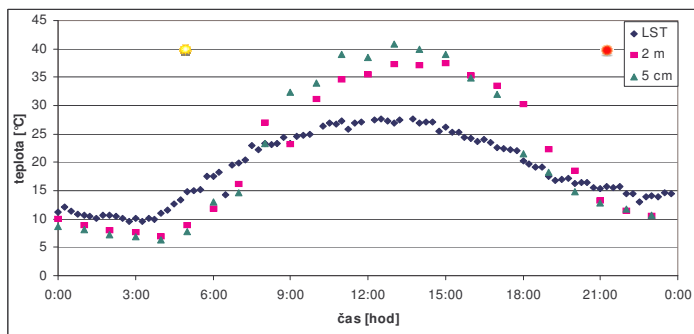
Husinec – 2.6.2008



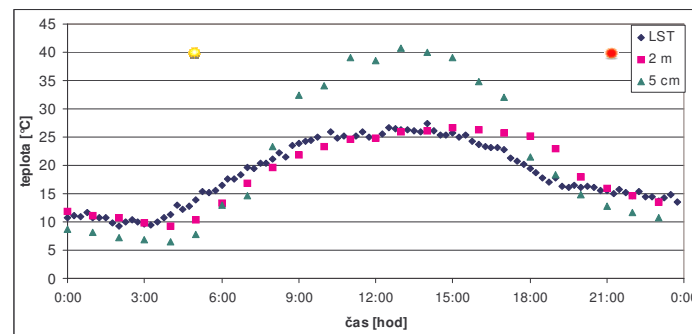
Churáňov – 2.6.2008



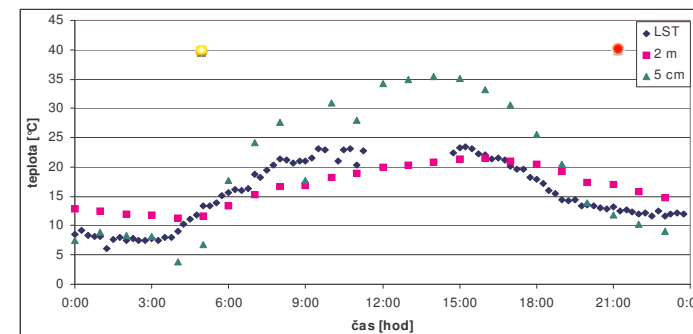
Byňov – 1.7.2008



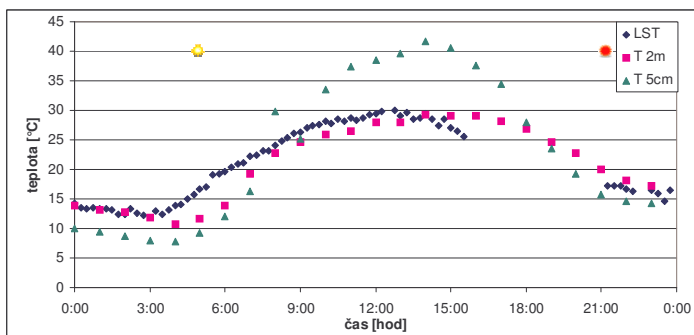
Husinec – 1.7.2008



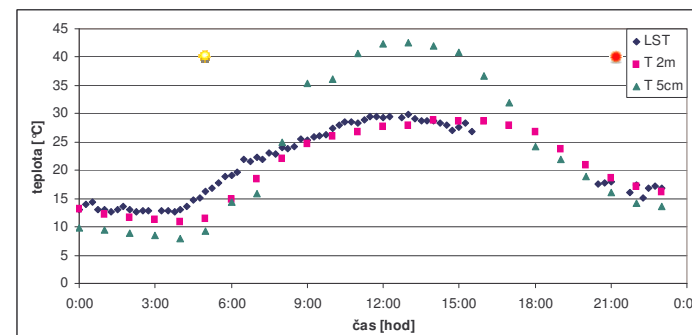
Churáňov – 1.7.2008



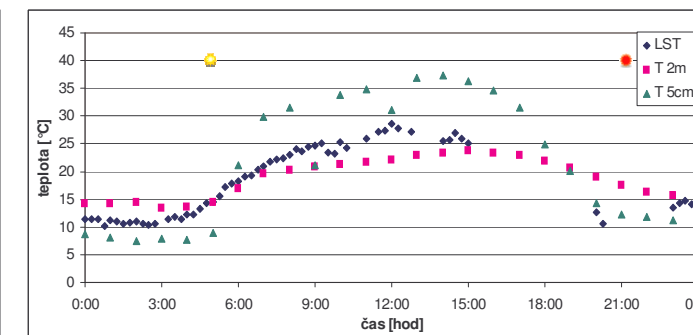
Byňov – 2.7.2008



Husinec – 2.7.2008

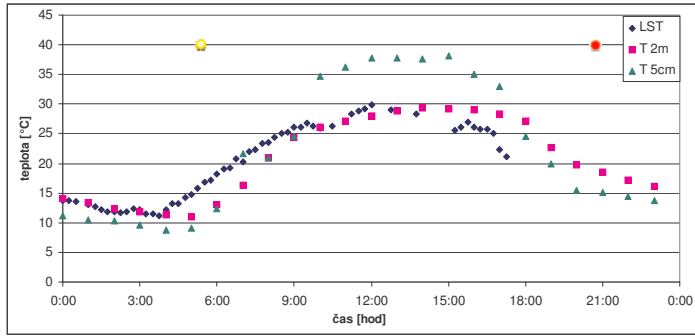


Churáňov – 2.7.2008

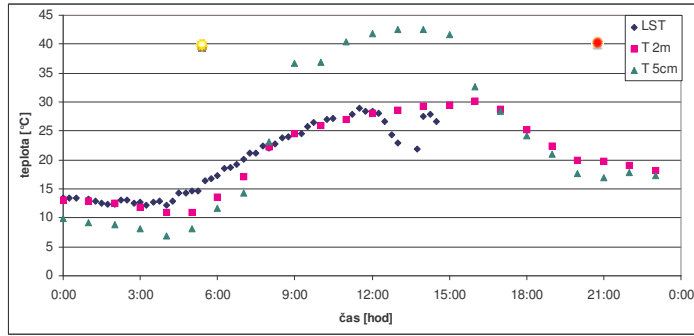


pozn.: ☀ značí východ Slunce a 🌅 západ Slunce
 uvedeno pro 15°v.d. a 50°s.š.

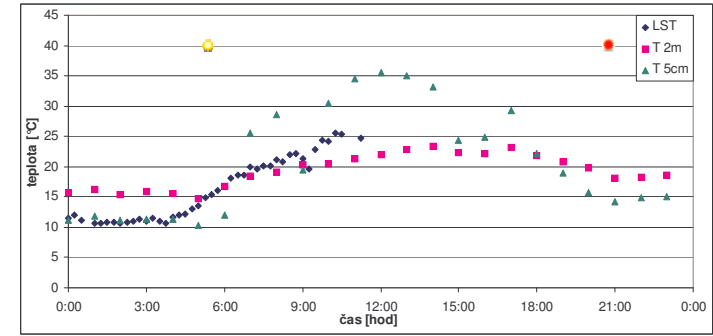
Byňov – 29.7.2008



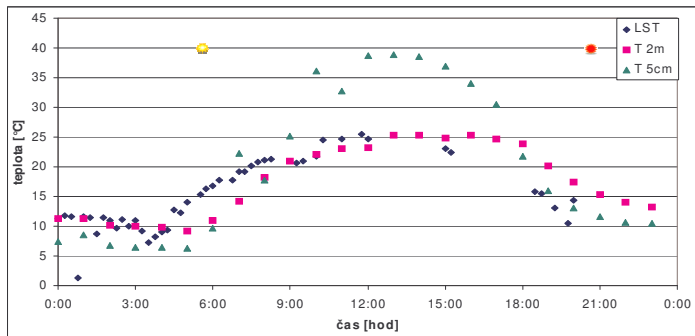
Husinec – 29.7.2008



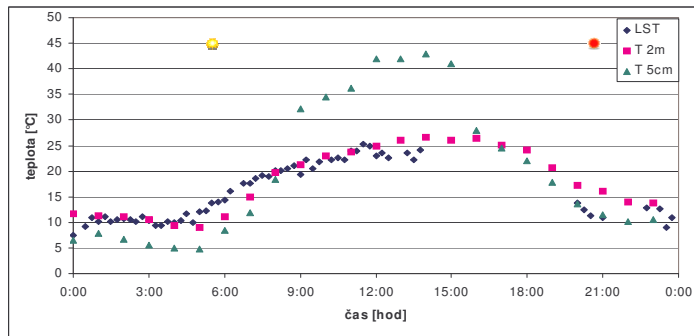
Churáňov – 29.7.2008



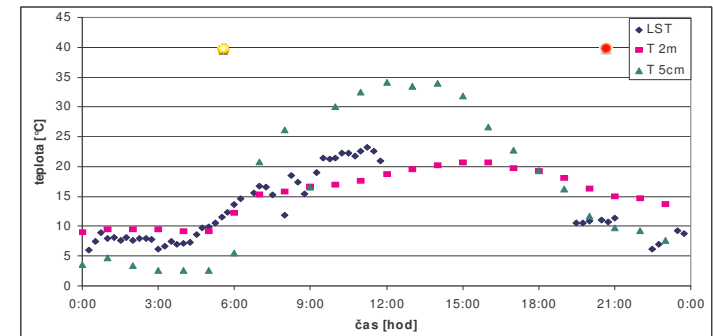
Byňov – 6.8.2008



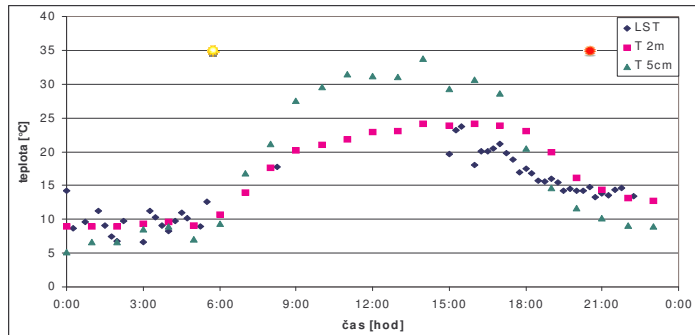
Husinec – 6.8.2008



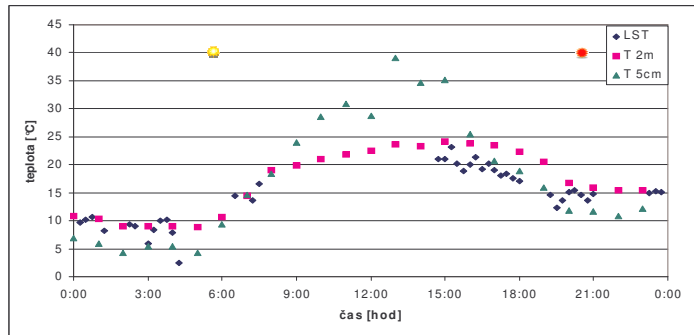
Churáňov – 6.8.2008



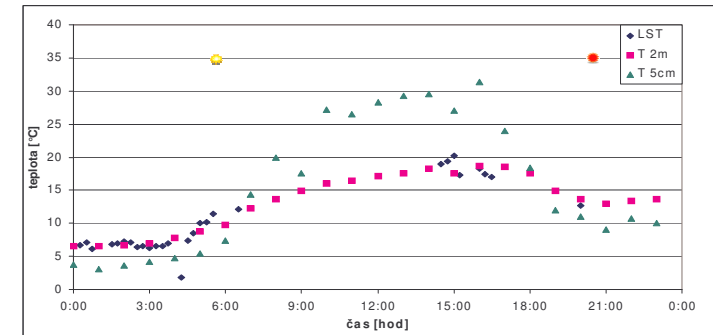
Byňov – 10.8.2008



Husinec – 10.8.2008

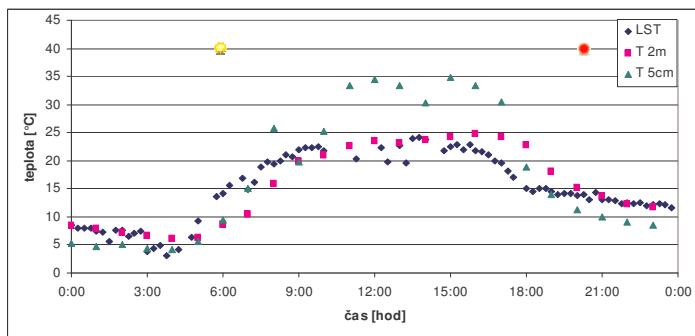


Churáňov – 10.8.2008

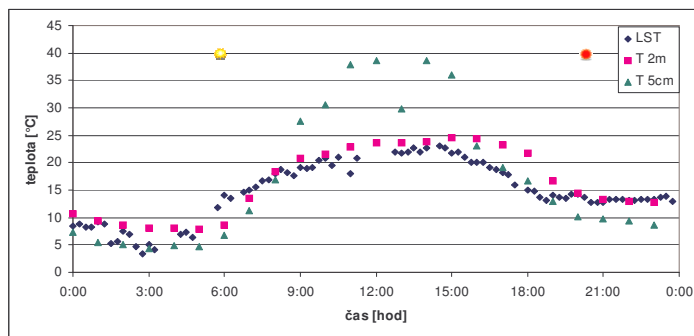


pozn.: ☀ značí východ Slunce a 🌅 západ Slunce
 uvedeno pro 15°v.d. a 50°s.š.

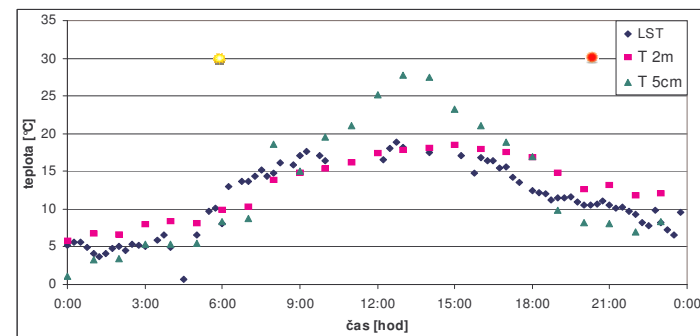
Byňov – 18.8.2008



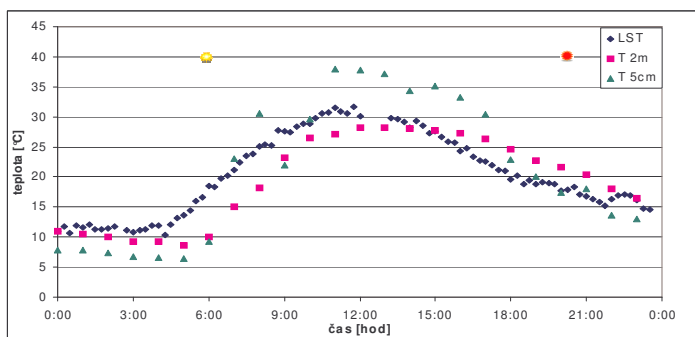
Husinec – 18.8.2008



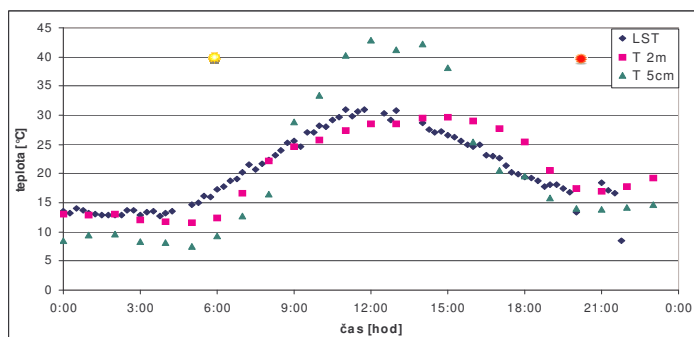
Churáňov – 18.8.2008



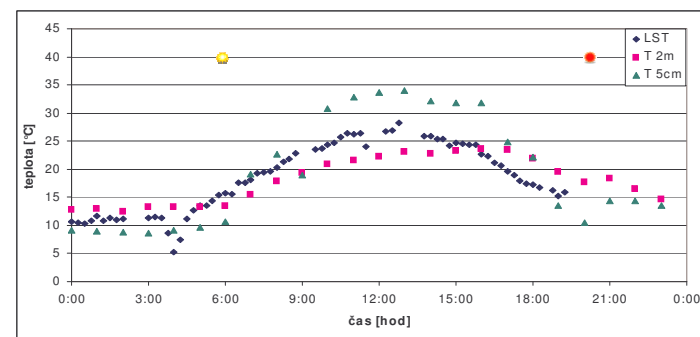
Byňov – 19.8.2008



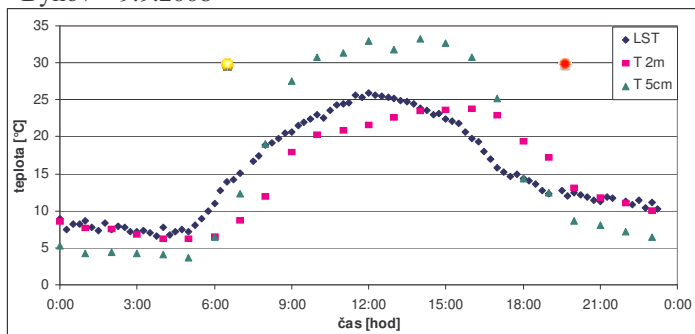
Husinec – 19.8.2008



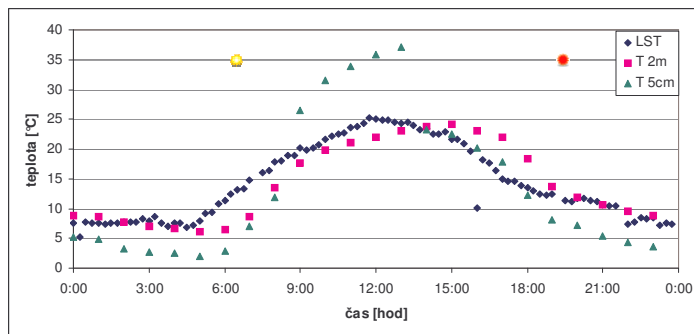
Churáňov – 19.8.2008



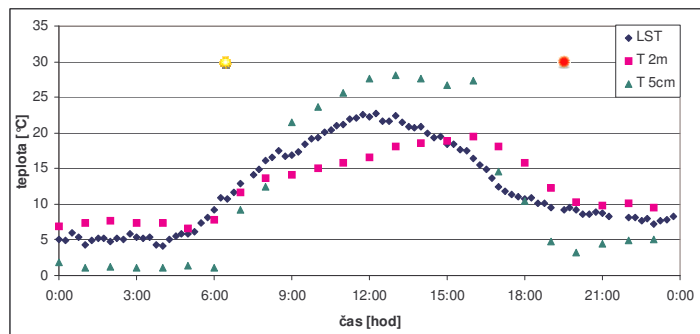
Byňov – 9.9.2008



Husinec – 9.9.2008

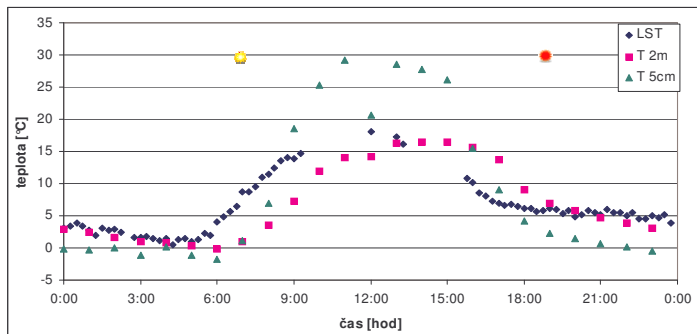


Churáňov – 9.9.2008

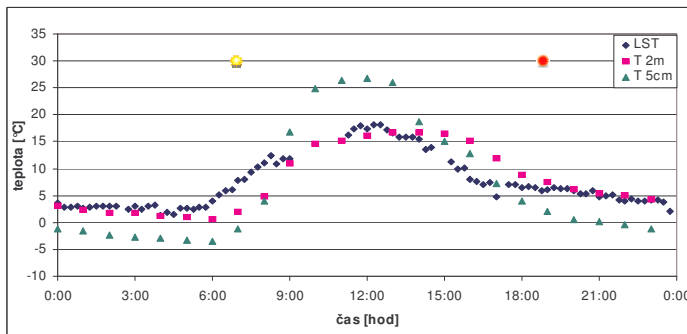


pozn.: ☀ značí východ Slunce a 🌅 západ Slunce
 uvedeno pro 15°v.d. a 50°s.š.

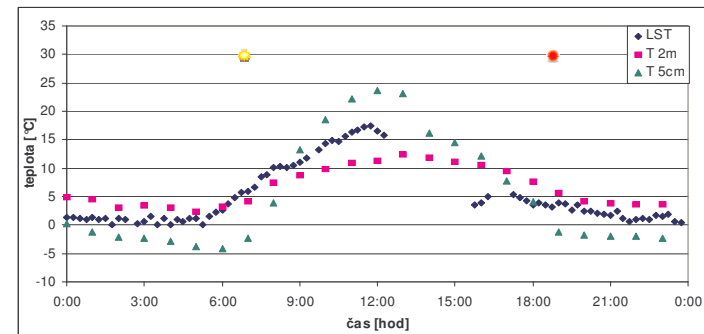
Byňov – 28.9.2008



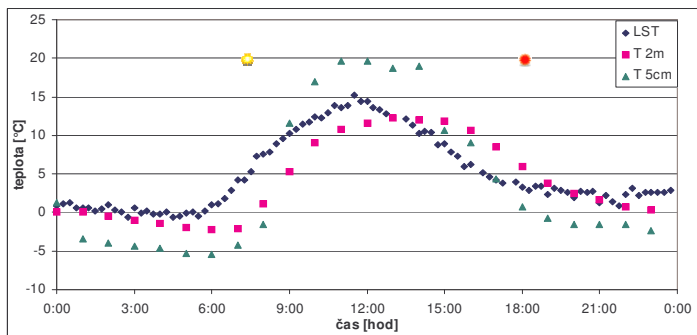
Husinec – 28.9.2008



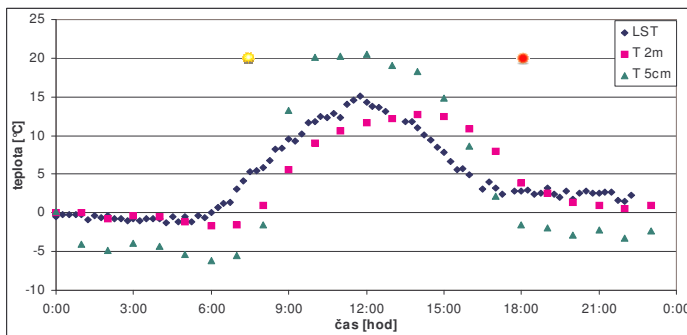
Churáňov – 28.9.2008



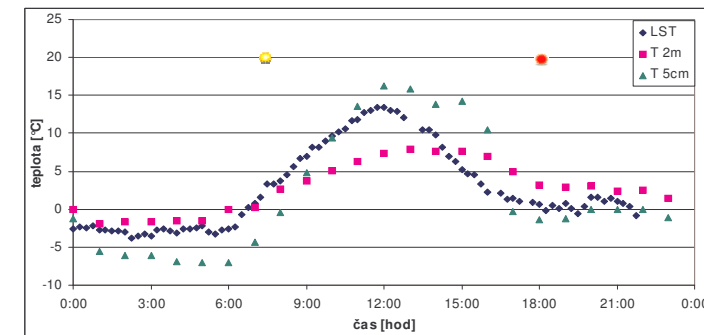
Byňov – 18.10.2008



Husinec – 18.10.2008



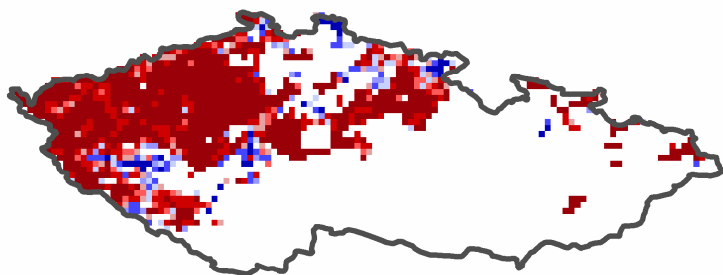
Churáňov – 18.10.2008



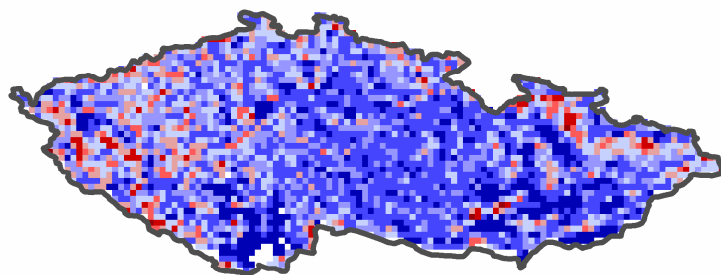
pozn.: ☀ značí východ Slunce a 🌅 západ Slunce
 uvedeno pro 15°v.d. a 50°s.š.

Příloha 4: Rozdíly LST mezi MSG a Modisem

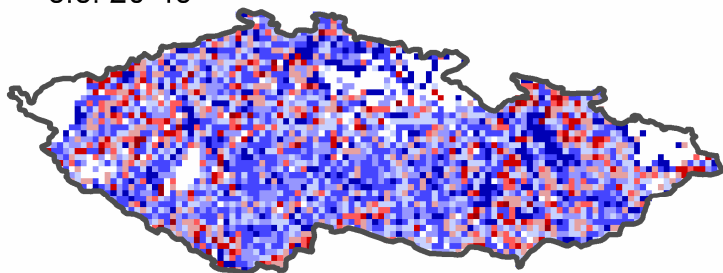
26.7. 10:25



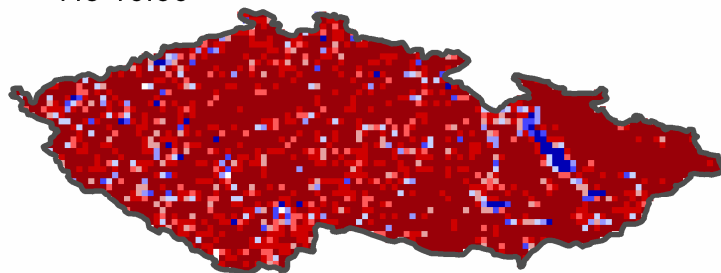
27.7. 21:40



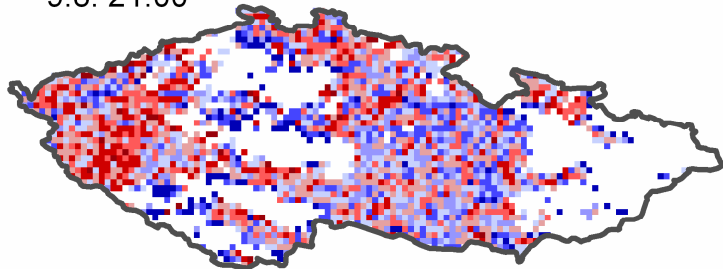
3.8. 20:45



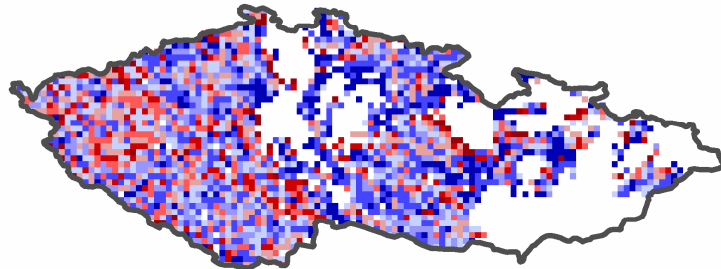
7.8. 10:50



9.8. 21:00

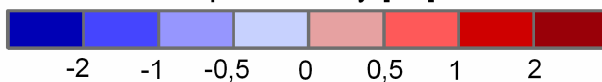


17.8. 21:00

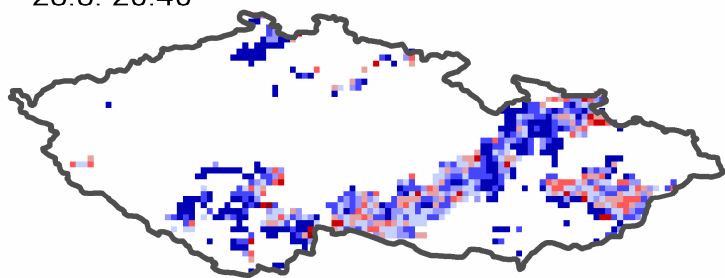


Teplotní rozily [°C]

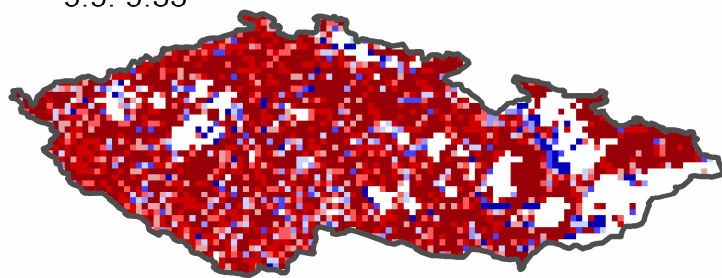
pozn. čas uveden podle Modisu



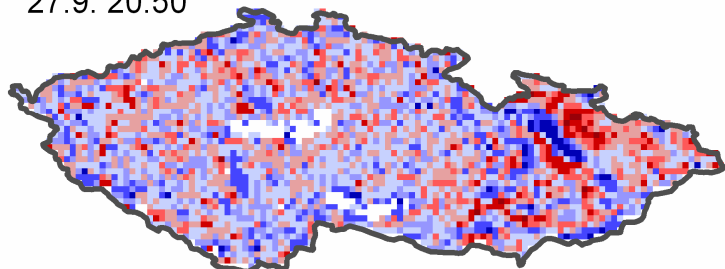
28.8. 20:40



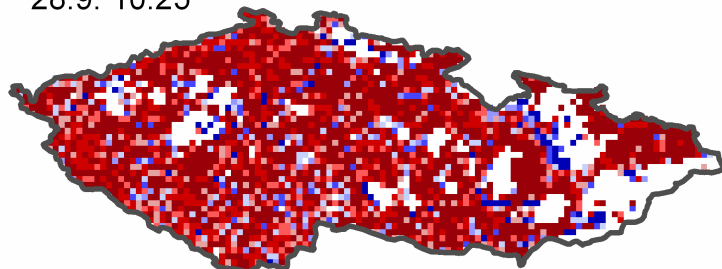
9.9. 9:55



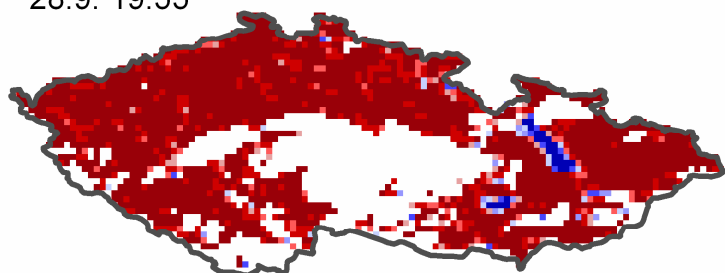
27.9. 20:50



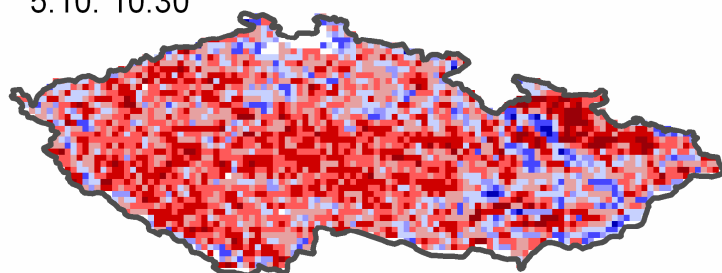
28.9. 10:25



28.9. 19:55



5.10. 10:30



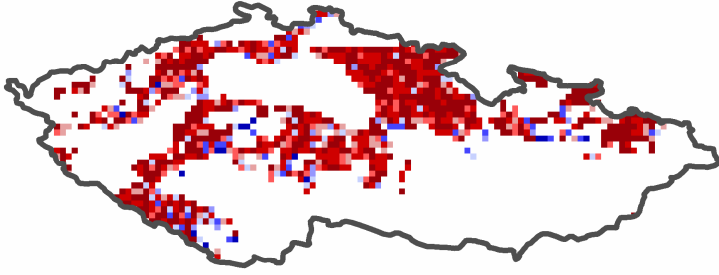
Teplotní rozíly [°C]



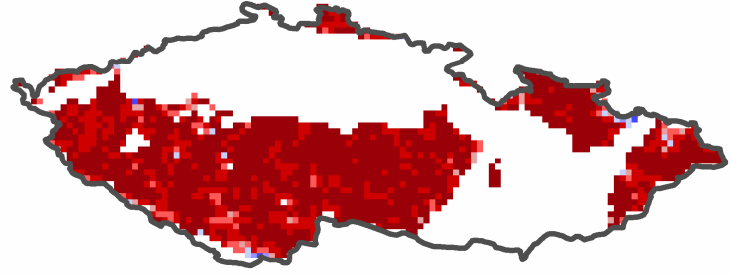
pozn. čas uveden podle Modisu

-2 -1 -0,5 0 0,5 1 2

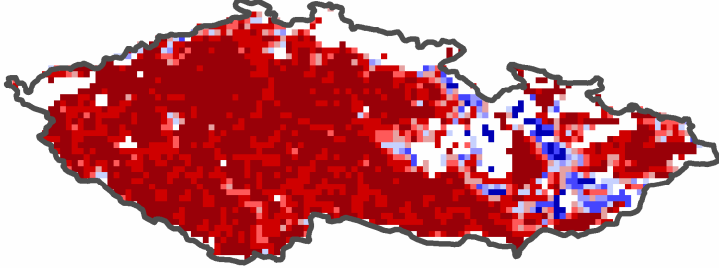
9.10. 10:05



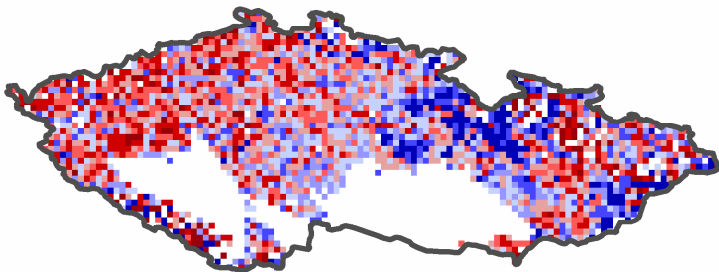
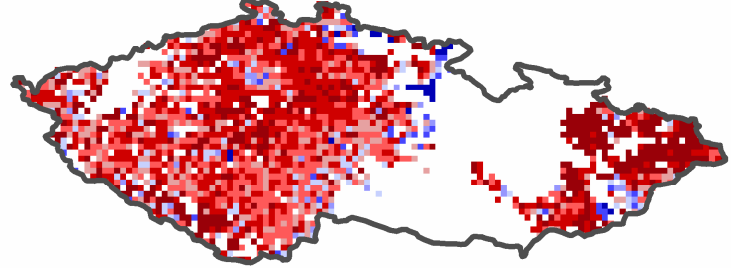
13.10 9:40



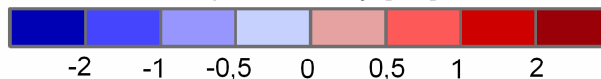
18.10. 10:00



30.12. 21:00



Teplotní rozily [°C]



pozn. čas uveden podle Modisu

Příloha 5: Podkladová data pro výpočet LST

datum a čas	stanice	vodní pára wv [cm]	zář [Watt.m ⁻² um ⁻¹ sr ⁻¹]		jasová teplota [K]		zenitní úhel μ		T _{stanice} [K]	emisivita		sada koeficientů	
			L ₃₁	L ₃₂	T _{jas,31}	T _{jas,32}	μ [°]	cos (μ)		ϵ_{31}	ϵ_{32}	T _{stan} / wv	μ
7.8. 10:50	Byňov	1,992	9,06532	8,41252	296,43	295,52	51,788	0,61857	292,46	0,982	0,982	11	5
	Husinec	1,916	9,66081	8,90507	300,72	299,65	48,933	0,65694	292,86	0,98	0,98	11	5
	Churáňov	1,942	8,96023	8,36509	295,66	295,11	47,720	0,67275	286,56	0,986	0,984	7	6
28.9. 19:55	Byňov	1,016	6,46956	6,28399	275,53	275,94	58,611	0,52084	278,96	0,982	0,984	3	4
	Husinec	1,181	6,63085	6,41753	276,96	277,27	60,065	0,49902	279,16	0,982	0,984	3	4
	Churáňov	1,191	6,45108	6,26137	275,36	275,72	60,745	0,48870	277,16	0,984	0,984	3	4
5.10. 10:30	Byňov	1,204	7,17434	6,76924	281,62	280,69	35,415	0,81498	286,56	0,98	0,984	6	8
	Husinec	1,306	7,49103	7,11147	284,25	283,93	31,099	0,85628	288,56	0,982	0,984	6	8
	Churáňov	1,231	6,62168	6,36718	276,88	276,77	29,231	0,87266	280,46	0,984	0,986	3	8
17.8. 21:00	Byňov	1,638	7,30035	6,96480	282,67	282,55	11,477	0,98000	284,36	0,98	0,984	7	9
	Husinec	1,232	7,27851	6,96845	282,49	282,59	6,956	0,99264	285,76	0,982	0,984	6	9
	Churáňov	1,23	6,97610	6,70065	279,95	280,03	4,700	0,99664	280,56	0,984	0,986	3	9
9.9. 9:55	Byňov	2,281	8,59566	8,06154	292,93	292,49	8,062	0,99012	293,36	0,982	0,984	12	9
	Husinec	2,087	8,78066	8,20894	294,32	293,77	8,209	0,98975	292,96	0,982	0,984	12	9
	Churáňov	2,115	8,03873	7,58140	288,64	288,24	7,581	0,99126	288,16	0,984	0,986	-	-
18.10. 10:00	Byňov	1,197	7,33563	6,99764	282,97	282,86	6,998	0,99255	282,26	0,982	0,986	6	9
	Husinec	1,152	7,47255	7,12971	284,10	284,10	7,130	0,99227	282,16	0,982	0,986	6	9
	Churáňov	1,108	6,96098	6,69481	279,82	279,98	6,695	0,99318	278,26	0,986	0,986	3	9
25.1.10:20	Byňov	0,476	6,51325	6,27670	275,92	275,87	19,665	0,94168	271,06	0,982	0,982	0	8
	Husinec	0,405	6,61489	6,38031	276,82	276,90	14,211	0,96940	276,56	0,99	0,99	1	9
	Churáňov	0,417	5,85803	5,68856	269,91	269,83	11,926	0,97842	275,66	0,986	0,988	1	9
8.2.10:30	Byňov	0,81	6,44520	6,20446	275,31	275,15	35,321	0,81593	273,46	0,982	0,984	2	8
	Husinec	0,709	6,54853	6,32048	276,23	276,31	30,910	0,85798	273,96	0,982	0,984	2	8
	Churáňov	0,73	5,93867	5,77394	270,67	270,73	29,137	0,87346	274,26	0,986	0,988	2	8
11.2.11:00	Byňov	0,499	6,37380	6,15265	274,67	274,62	59,498	0,50757	276,96	0,982	0,986	1	4
	Husinec	0,499	6,48384	6,26502	275,66	275,75	57,285	0,54046	276,36	0,982	0,986	1	5
	Churáňov	0,282	6,12096	5,93520	272,37	272,40	56,418	0,55313	275,26	0,992	0,99	1	5
12.5.10:45	Byňov	1,098	8,45369	7,91122	291,85	291,17	48,815	0,65849	287,26	0,982	0,984	6	6
	Husinec	0,915	8,44110	7,93530	291,76	291,39	49,060	0,65527	292,96	0,982	0,984	15	6
	Churáňov	1,064	7,98916	7,54637	288,25	287,92	49,075	0,65506	293,06	0,984	0,986	16	6
22.6.10:35	Byňov	2,053	9,50624	8,75840	299,62	298,43	48,816	0,65848	296,86	0,984	0,988	18	6
	Husinec	2,189	9,09715	8,41909	296,66	295,57	49,054	0,65535	301,26	0,982	0,984	28	6
	Churáňov	2,223	8,76786	8,13597	294,23	293,14	49,068	0,65516	301,76	0,986	0,988	28	6