

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE  
FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ  
KATEDRA APLIKOVANÉ GEOINFORMATIKY A ÚZEMNÍHO PLÁNOVÁNÍ

Detekce půdní vlhkosti pomocí družicových dat

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vedoucí práce: Ing. David Moravec, Ph.D.

Autorka: Bc. Gabriela Bobotová

2020

# ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

## ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Gabriela Bobotová

Zemědělská specializace  
Krajinné a pozemkové úpravy

Název práce

**Detekce půdní vlhkosti pomocí družicových dat**

Název anglicky

**Soil moisture detection from satellite measurement**

---

### Cíle práce

Cílem práce je porovnat průběh průměrné půdní vlhkosti za jednotlivé měsíce v letech 2015–2017, a to ve třech úrovních – Svět, Evropa a ČR. K tomuto účelu budou použity produkty SMOS, GRACE a termální data MODIS (DAY – NIGHT).

### Metodika

- 1) Získání potřebných dat měřených pomocí mikrovlnné družice SMOS, gravimetrických dat z družic GRACE a dat v optickém spektru družice MODIS.
- 2) Zpracování dat DPZ pomocí analytických nástrojů a mapové algebry v programech SNAP, ArcGIS a Excel.
- 3) Vytvoření časových řad ze získaných dat nad územím České republiky, Evropy a celého světa.
- 4) Vyhodnocení shody trendů vývoje vlhkosti získaných z jednotlivých senzorů a porovnání výsledků s dostupnou literaturou.

**Doporučený rozsah práce**

40 stran

**Klíčová slova**

Dálkový průzkum Země, Půdní vlhkost, Sucho, MODIS, SMOS, GRACE

---

**Doporučené zdroje informací**

- Gao M., Qin Z., Zhang H. O., LU L., Zhou X., Yang X., 2008: Remote sensing of agro-droughts in Guangdong Province of China using MODIS satellite data. *Sensors* 8(8), 4687–4708.
- Chen Z., Li S., Ren J., Gong P., Zhang M., Wang L., Xiao S., Jiang D., 2008: Monitoring and Management of Agriculture with Remote Sensing. In: *Advances in Land Remote Sensing*, Springer Netherlands. 397–421.
- Moran, M.S., Peters-Lidard, C.D., Watts, J.M., McElroy, S., 2004: Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Canad. J. Remote Sensing*. 30 (5), 805–824.
- Seneviratne, S.I., Corti, T., Davin, E.L., Hirschi, M., Jaeger, E.B., Lehner, I., Orlowsky, B., Teuling, A.J., 2010: Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: a review. *Earth Sci. Rev.* 99 (3–4), 125–161.
- Wang, L., Qu J.J. 2009: Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring. A review. *Frontiers of Earth Science in China*. 3(2), 237 – 247.
- Zhang, D., Tang, R., Zhao, W., Tang, B., Wu, H., Shao, K., Li, Z.L., 2014: Surface soil water content estimation from thermal remote sensing based on the temporal variation of land surface temperature. *Remote Sensing*. 6 (4), 3170–3187.
- 

**Předběžný termín obhajoby**

2019/20 LS – FŽP

**Vedoucí práce**

Ing. David Moravec, Ph.D.

**Garantující pracoviště**

Katedra aplikované geoinformatiky a územního plánování

---

Elektronicky schváleno dne 27. 3. 2020

**doc. Ing. Petra Šimová, Ph.D.**

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 27. 3. 2020

**prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.**

Děkan

V Praze dne 30. 03. 2020

---

## Prohlášení

Prohlašuji, že jsem diplomovou/závěrečnou práci na téma: Detekce půdní vlhkosti pomocí družicových dat, vypracovala samostatně a citovala jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použila a které jsem rovněž uvedla na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů. Jsem si vědoma, že na moji diplomovou/závěrečnou práci se plně vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů, ve znění pozdějších předpisů, především ustanovení § 35 odst. 3 tohoto zákona, tj. o užití tohoto díla. Jsem si vědoma, že odevzdáním diplomové/závěrečné práce souhlasím s jejím zveřejněním podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů, ve znění pozdějších předpisů, a to i bez ohledu na výsledek její obhajoby. Svým podpisem rovněž prohlašuji, že elektronická verze práce je totožná s verzí tištěnou a že s údaji uvedenými v práci bylo nakládáno v souvislosti s GDPR.

V Praze dne: 30.6.2020

Podpis: .....

## Poděkování

Chtěla bych poděkovat vedoucímu práce Ing. Davidovi Moravcovi, Ph.D. za čas a rady, které mi věnoval. Především ale děkuji za rozšíření znalostí v DPZ, motivující a vstřícný přístup. Dále děkuji své rodině, za podporu a umožnění studia.

## Abstrakt

V současné době, kdy hrozí snižování obsahu půdní vláhy vlivem sucha, je vhodné sledovat tento vývoj v globálním měřítku, což je možné pomocí nástrojů dálkového průzkumu Země. Tato práce se zabývala analýzou obsahu půdní vlhkosti za období 2015–2017, a to ze třech zdrojů fungujících na odlišném principu. Jsou zde popsány způsoby monitoringu půdní vlhkosti a popis standardně využívaných typů dat, tedy optické, termální a radarové a dále způsoby práce s těmito daty. Také jsou zde popsány vybrané vhodné zdroje dat, jimiž byly volně dostupná data z družice SMOS, gravimetrická data z družic GRACE a data v optickém spektru senzoru MODIS. Hodnoty byly zpracovány ve třech úrovních dle zkoumaného území – ČR, Evropa a celý Svět, vyjma Antarktidy, Arktidy a Grónska. Byly vypracovány časové řady, které znázorňují průběh měsíčního průměru půdní vlhkosti za období 2015–2018. Hodnoty z těchto produktů byly porovnány a jsou zde popsány hlavní shody a odlišnosti ve výsledných datech. Přičemž bylo zjištěno, že data se shodovala více pro ČR a Evropu než pro celý Svět, kdy hlavní rozdíl byl v zaznamenané době nárůstu půdní vláhy. Nejprve na nárůst vláhy u všech grafů reagoval senzor MODIS, následně gravimetrická družice GRACE, až po té mikrovlnná družice SMOS. Byly také zjištěny neočekávané rostoucí trendy u družice SMOS a GRACE pro případ ČR. Pro Evropu vyšly trendy téměř konstantní. Trendy pro svět vyšly konstantní, s výjimkou MODIS, kdy je trend mírně klesající.

Klíčová slova:

Dálkový průzkum Země, Půdní vlhkost, Sucho, MODIS, SMOS, GRACE

## Abstract

Currently, when there is a risk of reduction in soil moisture content due to drought, it is appropriate to monitor developments on a global scale, which is possible using remote sensing tools. In this work the soil moisture content was analysed from three sources operating on different principles. This work deals with different sources of soil moisture for the period 2015-2017, from three sources operating on different principles. There are described methods of monitoring soil moisture and a description of standardly used types of data, which are optical and radar, as well as methods of working with these data. Selected sources are also described here. For this purpose, were used freely available data from SMOS satellite, gravimetric GRACE satellites and MODIS sensor. The data were compiled in three levels according to the studied area - the Czech Republic, Europe and the World, except for Antarctica, the Arctic and Greenland. Further the time series have been developed, which show the course of the monthly average soil moisture for the period 2015–2018. The values from these products were compared and the main similarities and differences in the resulting data are described here. It was found that the data coincided more for the Czech Republic and Europe than for the whole world, where the main difference was in the time of increase in soil moisture. The MODIS sensor reacted to the increase first, then the GRACE satellite, and than SMOS microwave satellite. Unexpected growing trends were also found in the case of the Czech Republic. For Europe, the trends turned out to be almost constant. Trends for the world have come out constant, except for MODIS, where the trend is slightly declining.

Keywords:

Remote sensing, soil moisture, drought, MODIS, GRACE, SMOS

# Obsah

1	ÚVOD.....	10
2	Cíle práce.....	12
3	Literární rešerše .....	13
	Sucho.....	13
3.1	Obsah půdní vlhkosti.....	15
3.2	Měření obsahu půdní vlhkosti .....	16
3.2.1	Měření půdní vlhkosti pomocí dálkového průzkumu Země.....	16
3.2.2	Spektrální chování půd .....	17
3.2.3	Optické snímání povrchové půdní vlhkosti .....	18
3.2.4	TIR metody .....	20
3.2.4.1	Metoda tepelné setrvačnosti (Thermal Inertia Method).....	20
3.2.5	Metody mikrovlnného snímání .....	21
3.3	Zdroje dat.....	23
3.3.1	SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity).....	23
3.3.2	MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) .....	25
3.3.3	GRACE ( Gravity Recovery and Climate Experiment ).....	26
4	Metodika.....	28
4.1	Vstupní data.....	28
4.1.1	MODIS data .....	28
4.1.2	SMOS data .....	28
4.1.3	GRACE data .....	28
4.2	Příprava snímků.....	29
4.3	Zpracování snímků v programu ArcGis.....	30
4.3.1	Postup zpracování termálních snímků ze senzoru MODIS .....	31
4.3.2	Postup zpracování produktů SMOS, GRACE.....	33
5	Výsledky práce.....	36
5.1	Výsledky pro území České republiky .....	36
5.2	Výsledky pro území Evropy.....	37
6	Diskuze .....	40
7	Závěr a přínos práce .....	43



## **Seznam zkratek**

<b>ČR</b>	Česká republika
<b>DPZ</b>	Dálkový průzkum Země
<b>ESA</b>	European Space Agency
<b>GeoTIFF</b>	Geographic Tagged Image File Format
<b>GRACE</b>	Gravity Recovery and Climate Experiment
<b>MODIS</b>	Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer
<b>MW</b>	Mikrovlnného snímání
<b>NASA</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NDVI</b>	Normalized Difference Vegetation Index
<b>LST</b>	Land surface temperature
<b>SAR</b>	Synthetic aperture radar
<b>SMOS</b>	Soil Moisture and Ocean Salinity
<b>SMC</b>	Soil Moisture Content
<b>SNAP</b>	Sentinel Application Platform
<b>SWIR</b>	Short-wave infrared, krátkovlnná infračervená část elmag. spektra
<b>TI</b>	Thermal inertia
<b>TIR</b>	Thermal-Infrared tepelná infračervená část spektra
<b>TWS</b>	Terrestrial water storage
<b>VIC</b>	Vegetation Condition Inde

# 1 ÚVOD

V současné době je možné díky dálkovému průzkumu Země získat globální aktuální data a využít je ke sledování různých přírodních charakteristik. Díky dálkovému průzkumu můžeme přenést informace (pro lidské oko neviditelné) získané z interakce mezi elektromagnetickým zářením a objekty, do oblasti pro lidské oko viditelné a získat tím přehled o „neviditelných“ datech (Ben-Dor, 2002). Získáváním rychlých a přesných kvantitativních informací o velkých oblastech, může být dálkový průzkum použit pro zlepšení rozhodovacích systémů v oblasti půdní produkce, průzkumu dynamiky prostředí či interpretace dříve nepozorovatelných jevů jako je například obsah vody v půdě neboli půdní vlhkost (Ben-Dor, 2002). Půdní vlhkost je potřebná pro monitorování zemědělského sucha a je nezbytnou proměnnou v mnoha hydrologických a meteorologických modelech. Je důležité sledovat stav podzemních vod a zjišťovat objem vody obsažený v půdě, který může dokonce převyšovat objem, který se nachází na povrchu. Navíc v posledních letech dochází k častému výskytu hydrologických extrémů, jako jsou povodně a především sucha, což může velmi negativně ovlivnit vodní režim v krajině. Dle mnohých odborníků tento častý výskyt hydrologických extrémů souvisí s globální změnou klimatu a je tedy velice pravděpodobné, že intenzita těchto extrémů se bude do budoucna stupňovat (Bartošová et. al, 2016). Výskyt těchto náhlých změn intenzity, frekvence nebo místa výskytu extrémních meteorologických a hydrologických jevů mají přímé dopady na ekosystémy a společnost. Lidé si těchto problémů začnou všimnout, až tehdy kdy se jich začnou přímo týkat – nižší úroda, vyschlé studny a prameny potoků, škody po povodních atd. Z tohoto důvodu je důležité s vodou v krajině nakládat co nejefektivněji a co nejhospodárněji, abychom těmto jevům mohli alespoň do jisté míry předejít. K tomu, aby člověk mohl efektivně s vodou hospodařit, je potřeba mnoha údajů týkající se zásob vody v krajině. Proto je důležité sledovat spadlé srážky, výpar a zásoby vody v půdě (Rožnovský, 2016).

Odhad obsahu vlhkosti v půdě založený na technikách dálkového průzkumu začal v polovině 70. let krátce po vypuštění první komerční družice v roce 1972 (ERTS-1 známé jako LANDSAT-1). Od té doby prošla technologie získávání dat i metody jejich zpracování obrovským vývojem. Obsah půdní vlhkosti lze měřit i v terénu, je však možné získat pouze reprezentativní půdní vlhkost a informace pouze na určitém, prostorově omezeném, místě.

Tato diplomová práce se zaměřuje na zpracování a porovnání shody dat z mikrovlnné družice SMOS, gravimetrických dat z družic GRACE a termálních dat ze spektrometru MODIS, za období 2015–2017.

## 2 Cíle práce

Cílem práce je porovnat průběh průměrné půdní vlhkosti za jednotlivé měsíce v letech 2015–2017, a to ve třech úrovních – vět, Evropa a ČR. K tomuto účelu byla použita data z mikrovlnné družice SMOS, gravimetrická data z družic GRACE a data v optickém spektru MODIS (DAY – NIGHT).

Součástí diplomové práce je literární rešerše odborné literatury, metodika a vyhodnocení výsledků práce.

### Specifické cíle práce

- Získání všech potřebných dat za období 2015–2017.
- Zpracování měsíčních průměrů z každého typu dat, v programech SNAP, ArcGIS a Excel.
- Hlavním výstupem budou časové řady získaných dat pro území České republiky, Evropy a celého světa.
- Vyhodnocení shody vývoje vlhkosti získaných z jednotlivých typů dat.

### 3 Literární rešerše

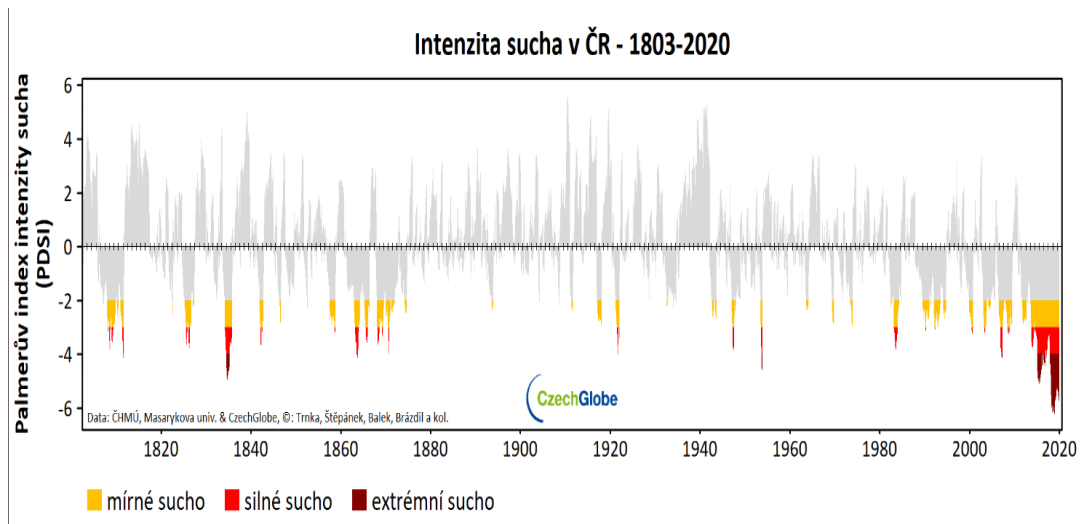
#### Sucho

Vymezení pojmu sucha je velmi obtížné, ovlivňují ho totiž velmi rozmanitá hlediska – hydrologická, meteorologická, zemědělská, bioklimatologická a pedologická (ČHMÚ, 2019 ).

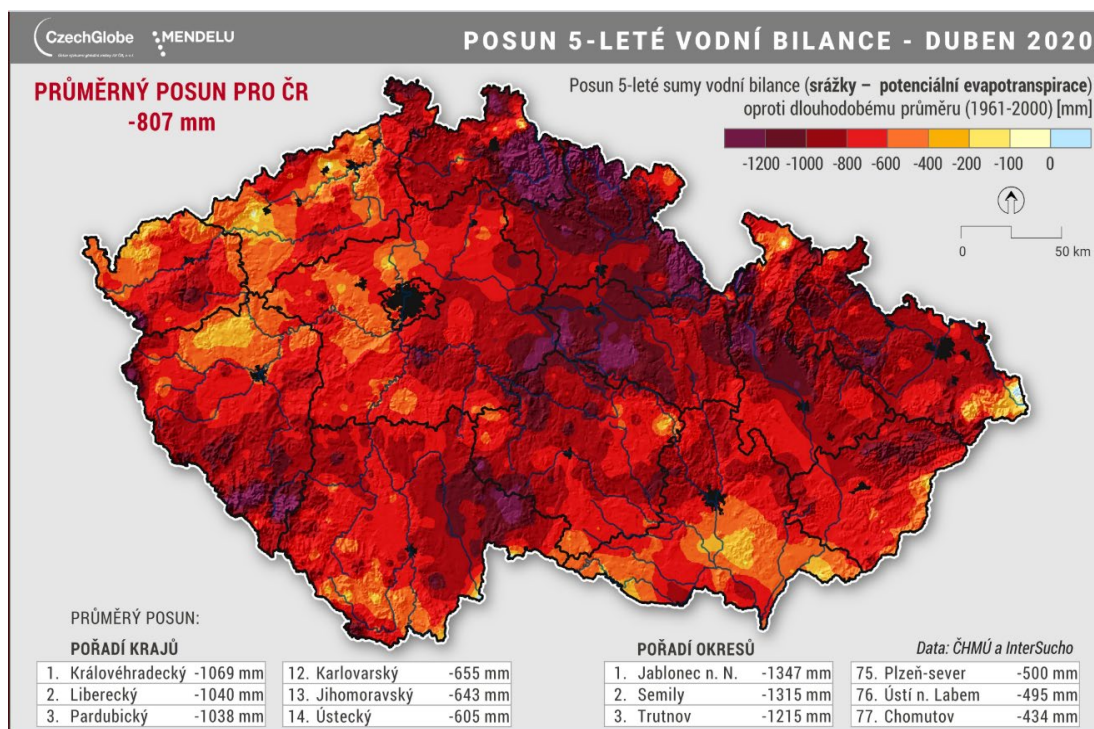
Jedno z mnoha vysvětlení pojmu sucho, podává Petr Blinka (2002), který definuje sucho jako normální projev klimatu související s jeho kolísáním. Nejedná se o vzácný ani náhodný jev. Sucho se může projevovat ve všech klimatických zónách, resp. srážkových režimech. Další definici uvádí Brázdil a Kirchner (2007), kteří sucho, označují jako součást klimatických podmínek a jedná se o stav, kdy je výdej vody v krajině vyšší než její přívod.

Rozdělujeme čtyři typy sucha (meteorologické, zemědělské / půdní vlhkost, hydrologické a socioekonomické). Půdní vlhkost a hydrologická sucha jsou výsledkem nízkých vstupů (např. Nedostatek deště, tání sněhu a zavlažování), vysokých výstupů (např. Evapotranspirace a spotřeba vody) a omezeného skladování v hydrologickém systému (v půdě, podzemních vodách a nádržích). Lidské aktivity ovlivňují přívod, výdej a skladování vody a mohou dokonce být příčinou sucha v nepřítomnosti přirozených příčin sucha (Van Loon et al., 2016 ).

Sucho lze sledovat klasickými klimatickými indexy sucha z dat meteorologických stanic a dále lze sledovat jejich následky prostřednictvím moderních metod, a to pomocí indexů sucha na základě dálkového průzkumu Země. Při monitorování přírodních rizik, například při událostech sucha, jsou pro včasné rozhodování zvláště důležité techniky dálkového průzkumu, protože poskytují aktuální geoprostorová data a monitoring dopadů jevů na životního prostředí charakterizujících celou oblast ve srovnání s bodovými údaji, jako jsou meteorologické stanice (Unganai & Kogan, 1998).



Obr. 1: Časová řada intenzity sucha v ČR za období 1803–2020 (intersucho, 2020).

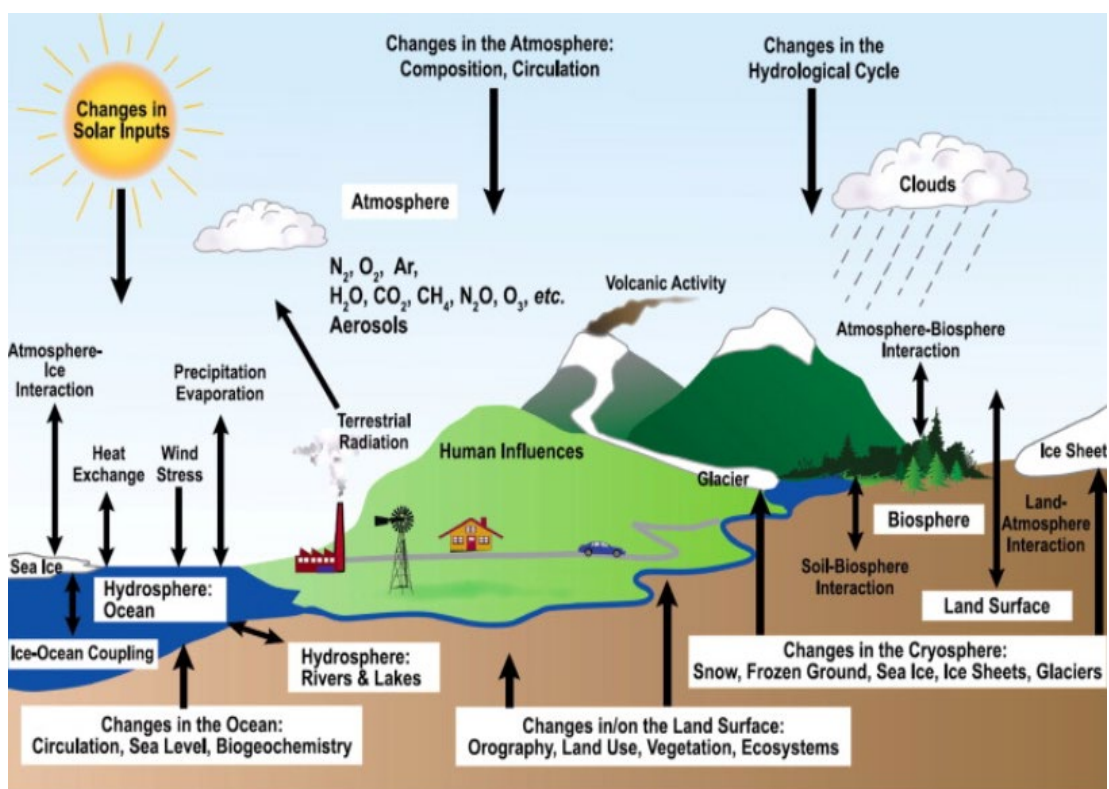


Obr. 2: Mapa zobrazující posun 5leté vodní bilance v ČR (intersucho,2020).

### 3.1 Obsah půdní vlhkosti

Obsah půdní vlhkosti představuje vodu obsaženou v nenasycené půdní zóně, vyjádřený jako poměr hmotnosti na jednotku objemu (Seneviratne et al., 2010). Tyto bezrozměrné poměry mohou být vyjádřeny buď jako desetinné zlomky, nebo procenta.

Přesné informace o obsahu půdní vlhkosti mají význam pro řadu biofyzikálních procesů souvisejících s výměnou energie a hmoty mezi hydrosférou, atmosférou a biosférou (Zhang et al., 2014). Půdní vlhkost je brána jako klíčová proměnná v rámci globálního energetického cyklu, díky své schopnosti rozdělovat dostupnou energii na zemský povrch do latentní (LE) a citelné (H) výměny tepla (Vereecken et al., 2014). Obsah půdní vláhy je také významnou součástí hydrologického cyklu. Půdní vláhá určuje dělení srážek do infiltrace a odtoku, čímž ovlivňuje stav vodních toků, doplňování podzemních vod a následné srážky (obr. 3) (Tuttle a Salvucci, 2014).



Obr. 3: Globální klimatický systém (Seneviratne et al., 2010).

## 3.2 Měření obsahu půdní vlhkosti

K měření půdní vlhkosti bylo vyvinuto několik metod pomocí pozemních měření. Mezi tyto metody měření patří, bodová měření s elektromagnetickými senzory, hydrogeofyzikální metody a elektrická odporová tomografie (Vereecken et al., 2014). Použití pozemních přístrojů má určité výhody, jako je přenosnost přístroje a schopnost zajistit přímé měření v různých hloubkách. Přestože přímá pozemní měření jsou nejpřesnějšími metodami pro odhad obsahu půdní vlhkosti, jsou tyto techniky poměrně často složité, drahé a náročné na práci. Pozemní měření obsahu půdní vláhy jsou omezena na diskrétní měření na konkrétních místech. Je tedy zřejmé, že použití pozemních přístrojů, představuje nepraktické řešení pro kontinuální prostorové a časové zkoumání tohoto jevu v globálním měřítku (Rahimzadeh-Bajgiran et al., 2013).

### 3.2.1 Měření půdní vlhkosti pomocí dálkového průzkumu Země

Obsah půdní vláhy v povrchové vrstvě (tj. 0–5 cm povrchu) může být měřen do určité míry téměř všemi oblastmi elektromagnetického spektra. Největšího pokroku bylo dosaženo ve využití mikrovlnné části elektromagnetického spektra, zejména v rámci nízkého frekvenčního pásma (6–30 cm), kde mikrovlnné senzory mohou detekovat jemné změny uvnitř elektrické permitivity půdy, zatímco atmosféra zůstává relativně propustná.

Metoda monitorování půdní vlhkosti pomocí DPZ (dálkového průzkumu Země) v optickém spektru je založena na dvou hlavních principech. Prvním principem je předpoklad, že změna obsahu vodní složky v půdě má zásadní vliv na spektrální chování půdy. Druhým předpokladem je, že změna v množství půdní vláhy vede k fyziologickým změnám vegetačního pokrytu. Tyto změny mají vliv na spektrální charakteristiku listů, tedy i na celkovou odrazivost vegetace (Chen a kol., 2008; Gao a kol., 2008).

Dalším moderním přístupem k měření změn vláhy pomocí DPZ je gravimetrická metoda. Základní měření je odvozeno ze sledování vzdálenosti dvou satelitů, která se mění v závislosti na jednotlivých gravitačních přitažlivostech, při jejich přeletu nad zemským povrchem. Shromážděná měření umožňují odhad globálního modelu gravitačního pole Země. Tyto změny gravitace jsou uváděny v anomáliích skladování suchozemské vody (TWS) s ohledem na dlouhodobý průměr je to nejpřímější hydrologické množství, které lze získat z vědeckých produktů GRACE. TWS se rozumí jako součet všech úložných prostorů vody na a pod povrchem země. Což zahrnuje půdní vlhkost, obsah vody ve sněhu a suchém

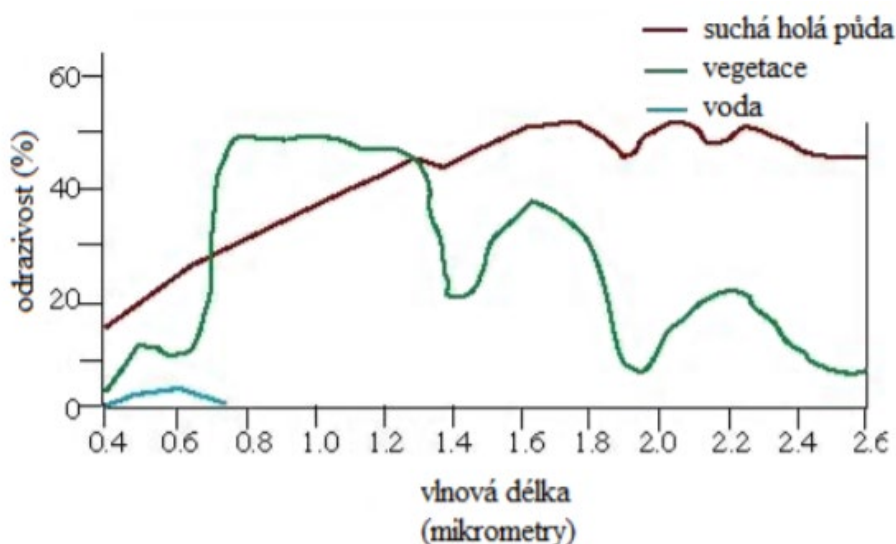


ledu, podzemní vodu, a také obsah útvarů povrchové vody, jako jsou řeky, jezera a mokřady. Jako nová proměnná, která je celosvětově dostupná z vesmírných nástrojů, hraje TWS na bázi GRACE důležitou roli při posuzování pozemní vodní bilance v celosvětovém a regionálním měřítku a umožňuje nový způsob, jak posoudit, a dokonce zlepšit kvalitu simulace hydrologických modelů (Syed et al.2008; Frappart et al.2013; Eicker et al.2014). “

### 3.2.2 Spektrální chování půd

Každý povrch či objekt na Zemi může pohlcovat, odrážet nebo vést elektromagnetické záření, jenž na něj dopadá. Množství reflektovaného záření se může měnit v závislosti na chemických nebo fyziologických vlastnostech daného povrchu. Odrazové vlastnosti povrchů lze kvantifikovat jako podíl záření odraženého k množství záření dopadajícího při určité vlnové délce, vyjádřené např. v procentech (tzv. spektrální odrazivost). Zpracováním této závislosti v grafické podobě vzniká spektrální křivka odrazivosti obr.4. (Dobrovolný, 1998).

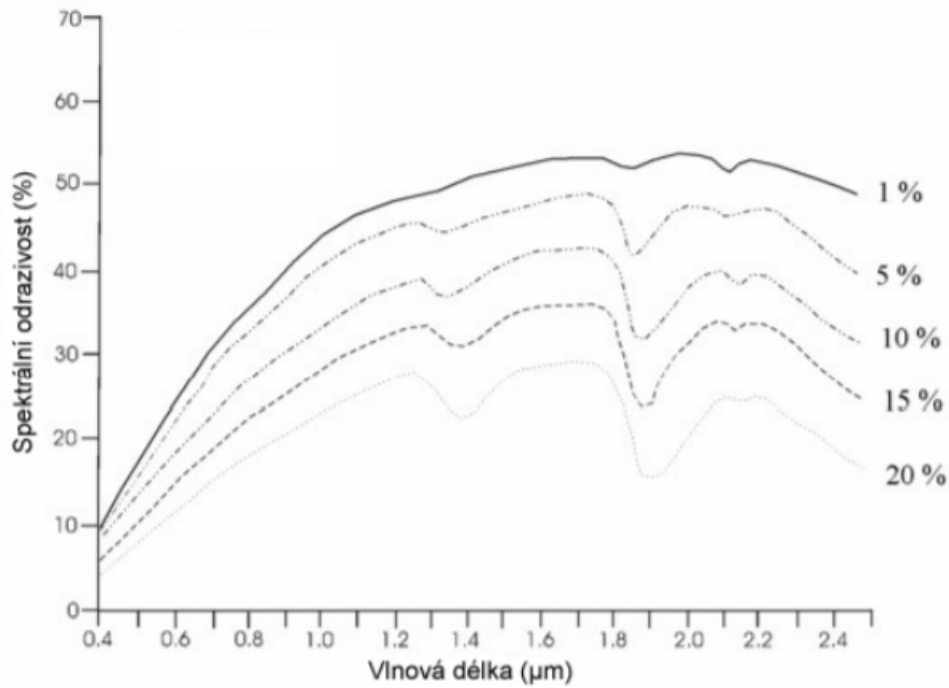
Parametry ovlivňující spektrální vlastnosti půdního povrchu jsou: Vlhkost půdy, obsah organických látek, mechanické vlastnosti půdy, mineralogické složení, textura povrchu půdy a stupeň eroze.



Obr. 4 spektrální křivka odrazivosti (upraveno, IDRISI Selva Manual, 2012).

Jak lze vidět na obr. 4 spektrální křivka odrazivosti půdy se ve viditelné a blízké infračervené části spektra vyznačuje pozvolným nárůstem odrazivosti se zvětšující se vlnovou délkou až k absorpčním pásům vláh na vlnových délkách 1,4 μm, 1,9 μm a 2,7 μm. Na konkrétní průběh křivky má vliv řada faktorů. Výsledná

spektrální křivka odrazivosti půdy je formována především superpozicí křivek jednotlivých minerálů v půdě. Křivka je poté upravována dynamickými faktory, především vlhkostí půdy (obr.5).



Obr. 5 Spektrální chování různě vlhké prachovité hlíny ve viditelné, blízké infračervené a střední infračervené oblasti záření půdy (upraveno, IDRISI Selva Manual, 2012).

Na obr. 5 lze vidět, že čím více půda obsahuje vody, tím je křivka položena níže a půda má nižší odrazivost. Obsah půdní vláhy poměrně silně koreluje s půdní texturou. Jílovité půdy mají větší schopnost zadržet vlhkost než písčité půdy. Nejen co do množství vody, ale i do délky období, na které je voda zadržena. Půdy s většími částicemi budou odrážet méně, díky absorpci záření vlivem vícenásobných odrazů mezi nerovnostmi na povrchu. Větší odrazivosti budou tedy nabývat půdy s menšími částicemi (Kolář, 2008).

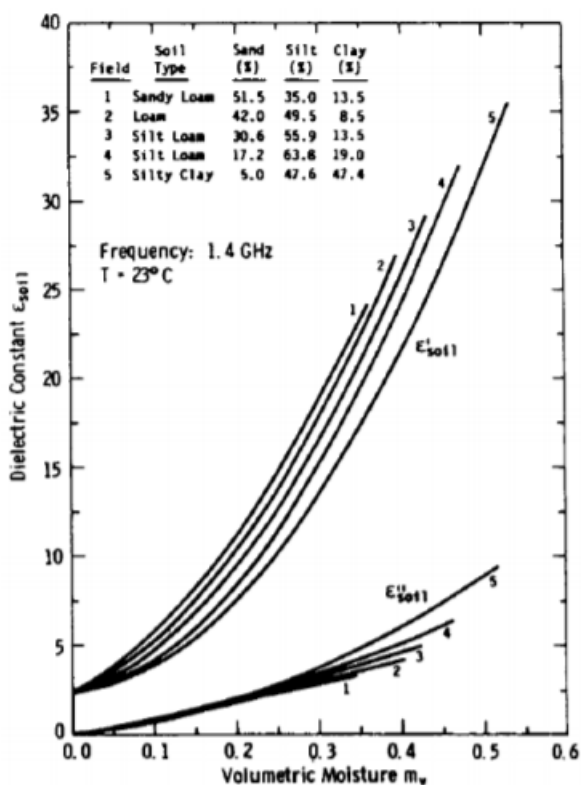
### 3.2.3 Optické snímání povrchové půdní vlhkosti

#### 3.2.3.1 Metody založené na odrazivosti

V průběhu let byly prováděny různé studie, které zkoumaly vztahy mezi spektrální odrazivostí a obsahem půdní vlhkosti pro různé půdní typy (např. Weidong et al., 2002; Gao et al., 2013). Zjištění z těchto studií prokázaly, že odrazivost se snižuje se zvyšováním půdní vlhkosti (Lobell a Asner, 2002; Nocita et al., 2013).

Většina studií byla založena na principu vývoje empirického spektrálního indexu vegetace. Tyto metody mohou indikovat vegetační spektrální vlastnosti (např. růst, stres) a rozsah vegetačního stresu, což umožňuje nepřímé odhady obsahu půdní vláhy, i když povrch půdy není viditelný. (Xiao et al., 1994).

Metody založené na spektrální odrazivosti půdy mají řadu nevýhod a v praxi se využívají zřídka. Kromě vlhkosti má na odrazivost půdy vliv další rušivé elementy, např. obsah organického materiálu, půdní textura, úhel pozorování, existence vegetačního krytu apod., které neumožňují přesné určení půdní vlhkosti. Například změna organického uhlíku v půdě se projevuje podobně jako změna vlhkosti. Dalším důvodem je také fakt, že hloubka, ze které lze získat informace o vlhkosti, je úměrná použité vlnové délce. Tudíž například viditelná oblast elektromagnetického záření umožňuje detekci jen z několika vrchních milimetrů půdního profilu (QIU, 2006). Kromě půdní vlhkosti jsou měření odrazivosti půdy také silně ovlivněna mnoha přirozenými fyzikálními vlastnostmi půdy (např. obsah organické hmoty, drsnost, textura, úhel dopadu signálu, vegetační pokryv). Proto se tyto techniky ukázaly jako nepraktické. Výhodou optického snímání je schopnost poskytovat odhady vlhkosti půdy při vysokých prostorových rozlišeních ve srovnání s jinými typy senzorů (například mikrovlnných). (Zhao a Li, 2013).



Obr. 6: Vztah mezi půdní vlhkostí a dielektrickou konstantou.

### 3.2.4 TIR metody

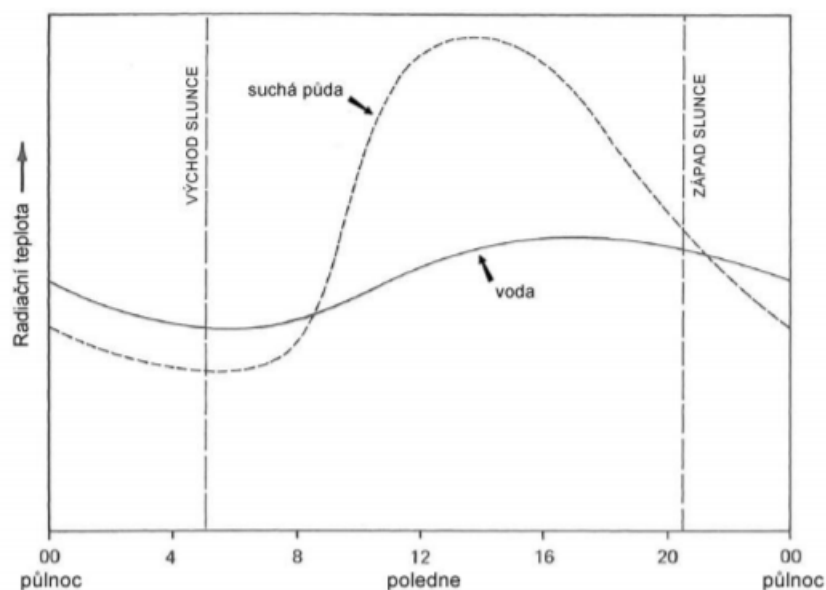
Systémy operující v tepelné části spektra zachycují emitované záření povrchů - radiační teplotu. Základním principem metod tepelného infračerveného záření, dále jen (TIR) je, že teplota povrchu půdy je citlivá na obsah vody v povrchové vrstvě půdy v důsledku jejího vlivu na proces ohřívání a chladnutí povrchu (měrná tepelná kapacita a tepelná vodivost) (Zhao and a Li, 2013). Kvůli vlivů atmosféry využívají hlavně dvou intervalů vlnových délek 3-5  $\mu\text{m}$  a 8-14  $\mu\text{m}$ . Množství půdní vlhkosti lze určit detekováním tepelných vlastností na povrchu půdy. Využívá se poznatku výrazné odlišnosti teplotních vlastností mezi suchou půdou a vodou. I malá změna v obsahu vody v půdě, vede k velkým teplotním změnám povrchu půdy. (Qiu, 2006; Mukund, 2008).

Nevýhodou a limitujícím faktorem při aplikaci termálních technik k odhadu půdní vlhkosti je vliv atmosféry (např. výskyt oblačnosti) a přítomnost vegetace (Mekonnen, 2009).

#### 3.2.4.1 Metoda tepelné setrvačnosti (Thermal Inertia Method)

Tepelná setrvačnost (thermal inertia) je vnitřní vlastnost každého tělesa. Je definována jako odolnost vůči změnám teploty, které jsou indukované vnější energií a ovládá amplitudu změny teploty. Čím vyšší je tepelná setrvačnost, tím nižší je teplotní rozdíl. Vztah mezi tepelnou setrvačností a půdní vlhkostí se stanoví kvantitativně ze změn teploty půdy nebo denní amplitudy povrchové teploty. Tepelná setrvačnost obecně zahrnuje tepelnou vodivost půdy a půdní tepelnou kapacitu. Když se půdní vlhkost zvýší, tepelná setrvačnost se odpovídajícím způsobem zvýší a sníží denní amplitudové změny teploty povrchu půdy (LST). Voda má vyšší tepelnou setrvačnost než suchá půda a vykazuje tak menší teplotní výkyvy během dne (obr.7). Pokud se zvýší vodní obsah v půdě, zvýší se tak úměrně její setrvačnost a zároveň se sníží její denní rozsah kolísání teploty (Wang a Qu, 2009). Využitím metody tepelné setrvačnosti můžeme docílit poměrně přesných výsledků při odhadu vodního obsahu v půdě.

Tato metoda také se často využívá pro průzkum nerostů, litologické mapování a geologický průzkum.



Obr. 7: Denní chod radiační teploty suché půdy a vody (Lillesand et al., 2004).

### 3.2.5 Metody mikrovlnného snímání

#### 3.2.5.1 Pasivní mikrovlnné snímání povrchové vlhkosti půdy

Pasivní mikrovlnné snímání je používáno k získání obsahu půdní vláhy téměř 42 let (Chen et al., 2012). Pasivní senzory (tzv. mikrovlnné radiometry) používají velmi citlivé detektory k měření emitované intenzity z mikrovlnné emise (při vlnových délkách  $\lambda = 1$  cm až 1 m) od Zemského povrchu, vyjádřeného jako radiační teplota. Podobně jako snímače dálkového průzkumu TIR, emitovaná energie detekovaná pasivními mikrovlnnými radiometry je ovlivňována vlivem atmosféry, odraženým nebeským zářením a povrchem Země. Ve srovnání s vlnovými délkami TIR je však atmosférický vliv zanedbatelný (Guerriero et al., 2012). Směrem k oblastem mikrovlnného spektra s delší vlnovou délkou (tj.  $\lambda > 10$  cm) jsou značně sníženy také účinky vegetace a drsnosti.

Výhodou pasivního mikrovlnného snímání je, že bez vegetačního pokryvu je parametr půdní vláhy ten, který ovlivňuje přijímaný signál. Využití pasivního mikrovlnného snímání ve vyhledávání půdní vlhkosti má však i své nevýhody. Pasivní mikrovlnné nástroje jsou typicky charakterizovány širokým prostorovým pokrytím a vysokým časovým rozlišením, ale také velkými prostorovými rozlišeními (25–50 km) (Wigneron et al., 2003; Moran et al., 2004).

### 3.2.5.2 Aktivní mikrovlnné snímání povrchové vlhkosti půdy

Aktivní mikrovlnné přístroje dodávají svůj vlastní zdroj záření a následně se vyhodnotí rozdíl v energetické síle mezi vysílaným a přijímaným elektromagnetickým zářením, často označovaným jako koeficient zpětného rozptylu. Stejně jako v případě pasivního mikrovlnného snímání, dále jen (MW), je velikost koeficientu zpětného rozptylu radarů se syntetickou aparaturou, dále jen (SAR), vztažena k povrchové půdní vlhkosti přes dielektrické konstanty půdy a vody. Mezi hlavní faktory ovlivňující přesnost vyhledávání obsahu půdní vláhy patří drsnost povrchu půdy a vegetace (Moran et al., 2004).

Na rozdíl od pasivního MW snímání, aktivní MW snímání koriguje rušivé efekty a spojení mezi koeficientem zpětného rozptylu a povrchovou odrazivostí je složitější (Jackson, 2002). Je to proto, že u aktivního MW snímání mají vlastnosti povrchu půdy a vegetace větší vliv a je obtížné vyvinout jednoduché korekční postupy. Několik studií tedy navrhlo různé metody, algoritmy a modely, ke stanovení povrchové půdní vláhy, zejména v oblasti vlnové délky pásma X (např. Baghdadi et al., 2012). Radarové signály této vlnové délky ( $\lambda - 3$  cm) nejsou schopny proniknout přes vegetační pokryv vzhledem k tomu, že dielektrická permitivita biomasy ovlivňuje radarovou odezvu. Aktivní systémy oproti pasivním senzorům mají výhodu, v lepším prostorovém rozlišení (Njoku et al., 2000, Lee a Anagnostou, 2004).

#### 3.2.5.2.1 Single wavelength radarové snímky pro detekci změn

Jiný přístup využívající data aktivních MW ve vyhledávání odhadů půdní vláhy zahrnuje použití radarových snímků single-wavelength, multi-pass radarů pro detekci změn, spíše než absolutní odhad vlhkosti půdy (Naeimi et al., 2013).

Tato metoda vychází z předpokladu, že časová variabilita drsnosti povrchu a biomasy vegetace je obecně přítomna v mnohem delším časovém měřítku, než je vlhkost půdy. Změny v síle zpětného rozptylu radaru, přijaté mezi opakovanými průchody, vyplývají ze změny vlhkosti půdy. Takovéto poměrové techniky poskytují relativní index vlhkosti půdy v rozmezí od 0 do 1, vztahující se k distribuovaným variacím vlhkosti půdy. Detekce změn je atraktivní technikou, protože představuje jednoduchý, i když nepřímý způsob účtování vlivů drsnosti povrchu a heterogenního půdního pokryvu. Je však třeba brát v potaz, že tyto metody nelze použít pro obdělávané plochy, protože drsnost povrchu a biomasa vegetace se v krátkých časových obdobích hodně mění. Kromě toho musí být snímky pořízeny se stejnou konfigurací snímače, aby se zabránilo potřebám topografických korekcí v důsledku

změn v objemové půdní vlhkosti a orientaci obrazu. Přehled různých metod detekce změn je uveden v publikaci Barrett et al. (2009).

### **3.3 Zdroje dat**

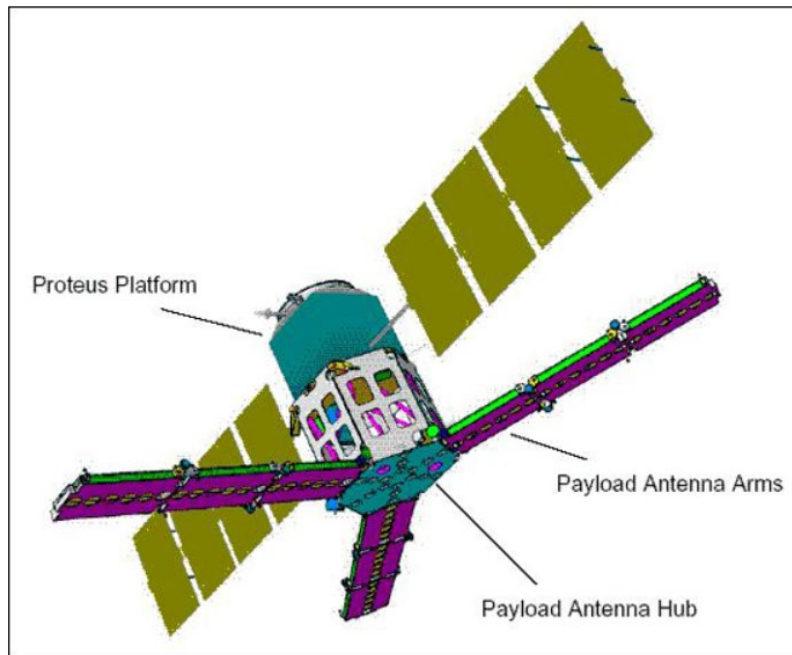
Pro mapování půdní vlhkosti může sloužit celá řada družicových datových zdrojů. Tato kapitola podává přehled o vybraných datech, která byla použita v této práci.

#### **3.3.1 SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity)**

Mise ESA SMOS, byla zahájena 2. listopadu 2009, jejím cílem je poskytovat globální mapy půdní vlhkosti a slanosti oceánů. Polární orbita SMOS je synchronní se sluncem, průměrná nadmořská výška orbity je 755 km a sklon má 98,44 °. Perioda návratu na stejné místo je 23 dní. SMOS je také vůbec první L-pásmový satelit, který je určen na globální měření půdní vlhkosti. Přestože prostorové rozlišení SMOS (40 km) je vhodné pro mnoho globálních aplikací, má omezené využití v regionálních studiích pro půdu, kde je obecně zapotřebí rozlišení 1–10 km. Kombinace dat SMOS s údaji s vyšším rozlišením z jiných senzorů nabízí v této souvislosti potenciální řešení pro rozložení globální půdní vlhkosti na vyšší rozlišení (Piles et al., 2011).

V této práci použitý produkt SMC (Soil Moisture Content – Množství půdní vlhkosti) ze senzoru SMOS je dodáván jako datový produkt úrovně 2 a 3. Soubor přepracovaných dat obsahuje všechny produkty vlhkosti půdy 1. a 2. úrovně. Všechny produkty úrovně 3 pro období od ledna 2010 do prosince 2013 byly v nedávné době přepracovány. Záměrem tohoto průběžného přepracování bylo poskytnout konzistentní sadu dat pro první rok operací mise, protože v průběhu uvádění do provozu bylo několik aktualizací nastavení přístroje SMOS a verzí procesorů (ESA SMOS, 2012). Produkty úrovně 2 a 3 získávají měření obsahu půdní vlhkosti při prostorovém rozlišení 35 km při nadiru a v období návratu 1–3 dny s rovníkovými časy křížení od 6:00 do 18:00.

Algoritmus získání obsahu půdní vláhy pomocí družice SMOS je založen na L-pásmových více-úhlových duálně polarizovaných (nebo plně polarizovaných) radiačních teplotách. V pásmu L je citlivost na obsah půdní vlhkosti vysoká, zatímco citlivost na atmosférické vlivy a drsnost povrchu jsou minimální.



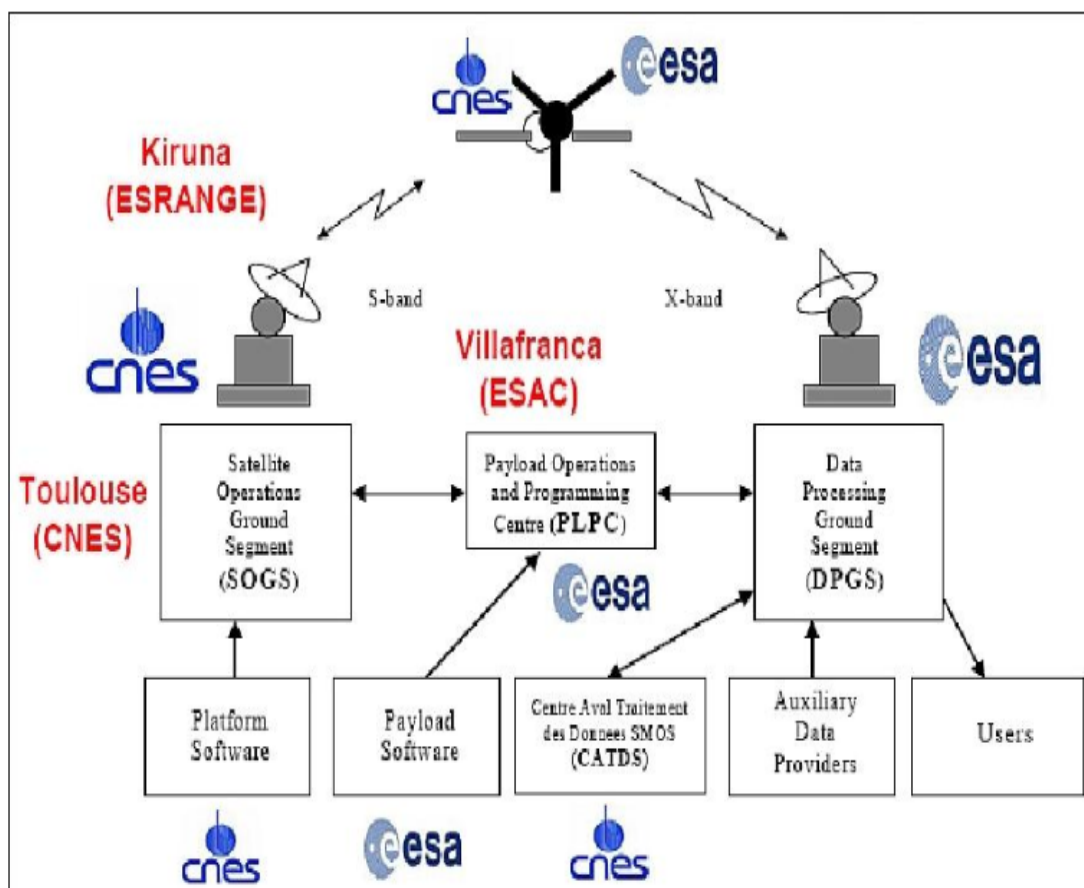
Obr. 8: Ilustrace hlavních komponent družice smos (ESA, 2019).

### 3.3.1.1 Pozemní segment SMOS

Hlavními stanicemi pro nepřetržitý provoz je Evropská kosmická agentura ESA (ESAC) ve Španělsku, která provozuje hlavní část pozemního segmentu zpracování dat (DPGS) a CNES (National Centre for Space Studies) v Toulouse, který zpracovává pozemní segment družicových operací (SOGS) .

Pozemní segment SMOS se skládá z těchto komponent. SOGS (Satellite Operations Ground Segment), DPGS (Data Processing Ground Segment), jenž se věnuje získávání, zpracovávání a odesílání úrovní datových produktů LOS a L2 SMOS (L1A, L1B, L1Csm, L1Cos, L2Csm, L2Cos) do uživatelské komunity, dále SPGF (SMOS Plan Generation Facility, PXMF (Payload X-Band Monitoring Facility), poskytuje operátorovi prostředky pro sledování X-pásmové telemetrie, CEC (Centrum kalibrační techniky), CATDS (Centrum Aval de Traitement des Donnees SMOS) věnuje se zpracování, archivaci a odesílání datových produktů LOS L4 a L4 SMOS. Úrovně L3 a L4 produktu jsou odvozeny od hladin L1 a L2, a komponenty PLPC (Payload Operations and Programming Centre) v ESA / ESAC (Mecklenburg, 2009).

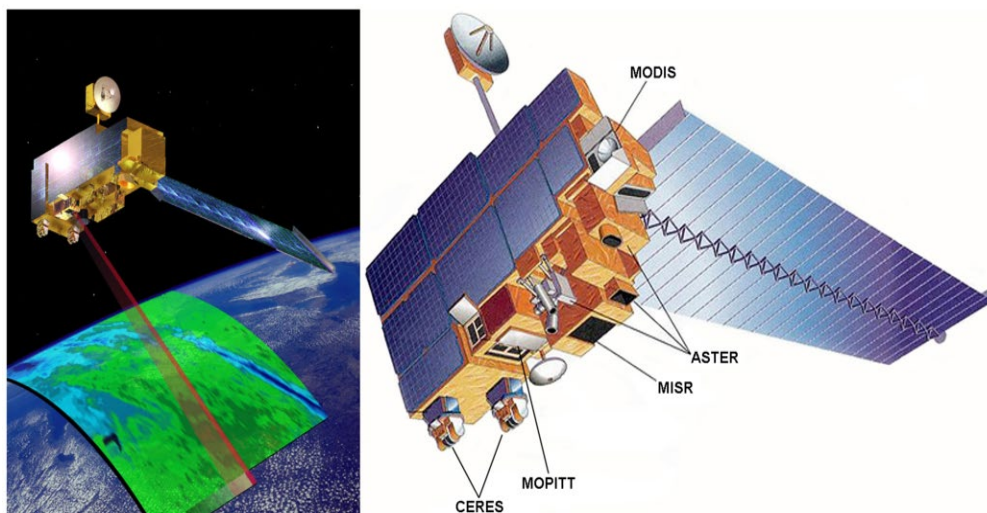




Obr. 9: Přehled pozemního segmentu SMOS (ESA, 2019).

### 3.3.2 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)

Spektrometr MODIS je součástí palub družic Terra a Aqua. Terra byla vypuštěna na orbitu v roce 1999 a Aqua v o tři roky později. MODIS snímkuje s vysokou radiometrickou citlivostí (12 bitů) a v 36 spektrálních pásmech elektromagnetického spektra v širokém rozsahu vlnových délek, a to od 0,4  $\mu\text{m}$  do 14  $\mu\text{m}$ . Měří ve třech prostorových rozlišeních, a to 250 m (1-2 pásmo), 500 m (3-7 pásmo) a 1000 m (8-36 pásmo). Se svou šířkou záběru přes 2300 km zaznamená do dvou dnů každé místo na zemském povrchu (NASA, 2019). Podle spektrálního rozsahu lze usoudit, že vybraná pásma MODIS lze dobře využít k termálním a optickým metodám monitoringu vlhkosti a sucha. Velkou výhodou u spektrometru MODIS je, že distribuční střediska poskytují již vyhotovené datové produkty, které si uživatel může přímo zdarma stáhnout.



Obr. 10: Ilustrace družice Terra a na ní znázorněného senzoru (NASA, 2019).

### 3.3.3 GRACE ( Gravity Recovery and Climate Experiment )

Mise GRACE byla zahájena 17. března 2002 Národním úřadem pro letectví a kosmonautiku (NASA) a německým střediskem pro letectví a kosmonautiku (Deutsches Zentrum für Luft-Raumfahrt-DLR). GRACE byla první mise, která použila princip dvou co-orbitálních družic, umožňující odhadnout prostorové a časové variace gravitačního pole, které se zobrazují jako změna rozložení hmoty na Zemi, v časovém měřítku od měsíců až po desetiletí. Její vědecká mise skončila dne 27. října 2017. GRACE se skládala ze dvou co-orbitálních družic, vzdálených asi 220 km od sebe. Obíhaly v relativně nízké průměrné nadmořské výšce 450 km, s inklinací 89,5 °. Každý satelit nesl a GPS přijímač geodetické kvality a vysoce přesné akcelerometry, které poskytují informace o dynamických účincích, včetně nedisperzních nebo *konzervativních* sil, což znamená hlavně Sluneční a Zemský radiační tlak a atmosférický odpor. Umožňovaly přesné určení orbity, prostorový záznam gravitačních dat a odhad modelů gravitačního pole (Tapley et. al, 2004).

Data z mise GRACE zpracovávají tři oficiální centra, GRACE Science Data Center (SDS), produkují data úrovně 1 a řešení úrovně 2 odvozená z měření mise GRACE. Jsou to:

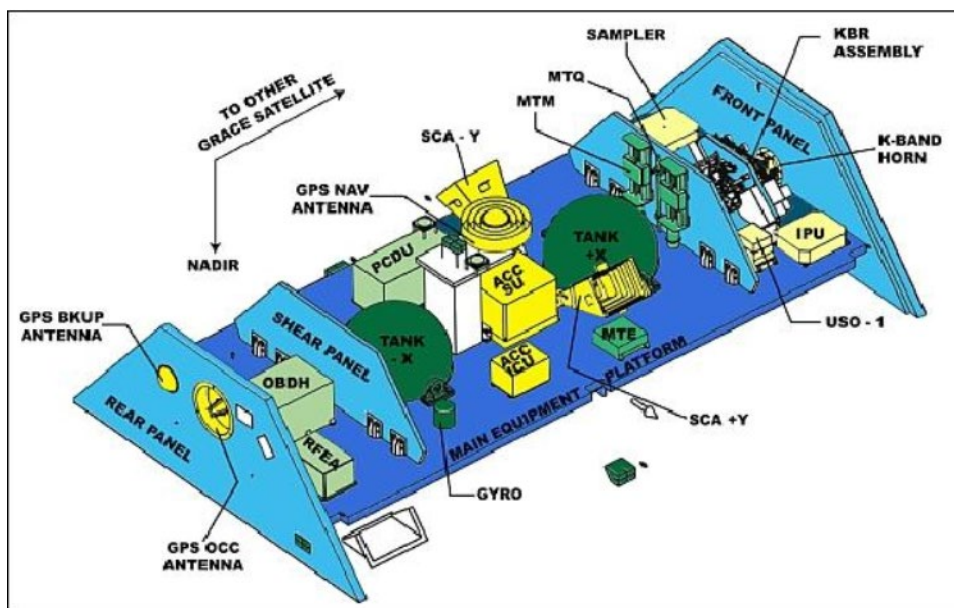
Centrum pro výzkum vesmíru (CSR) v Austinu, Texas

GeoForschungs Zentrum (GFZ) v Potsdamu v Německu

Jet Propulsion Laboratory (JPL) v Pasadeně v Kalifornii.

Na palubách GRACE je pět hlavních komponentů. Patří mezi ně systém pro určování vzdálenosti v pásmu K (KBR), který poskytuje měření vzdálenosti mezi dvěma satelity s přesností 10  $\mu\text{m}$  pomocí fází elektromagnetických vln v pásmech K

a Ka, při frekvencích 26 a 32 GHz. Dále je to ultrastabilní oscilátor (USO), který generuje elektromagnetické vlny v pásmu K pro systém KBR na požadované frekvenci. Jsou zde také umístěny akcelerometry SuperSTAR (ACC), které přesně měří nekonzervativní síly aplikované na každou družici podél tří os. Dalším komponentem je Stellar camera ASSEMBLY (SCA) určující orientaci satelitu relativně k poloze fixních hvězd. Nachází se zde i GPS přijímače Black-Jack a jednotka pro zpracování přístrojů poskytují tři složky polohy a rychlosti každého ze satelitů - Integrated System Data Center ( NASA, 2019).



Obr. 11: Ilustrace družice GRACE zevnitř, (ESA, 2019).

## 4 Metodika

### 4.1 Vstupní data

Pro detekci půdní vlhkosti byla použita data z družice SMOS, GRACE a spektrometru MODIS, a to za období 2015–2017. Vybrané roky byly pro pozorování půdní vlhkosti byly vybrány z důvodu toho, že roky právě tyto roky byly z globálního hlediska potvrzeny, jako ty nejteplejší zaznamenané ve 107leté historii měření (WMO, 2018) a zároveň všechny tři senzory aktivně pracovali. Mise Grace byla ukončena v roce 2017, proto následující roky hodnoceny nebyly.

#### 4.1.1 MODIS data

Data ze senzoru MODIS jsou dostupná ke stažení na webu: (<https://neo.sci.gsfc.nasa.gov/>). Pro účely této práce byly z datového zdroje staženy snímky měsíčních průměrů denních a nočních teplot, typu GeoTiff (floating point) 0,1 degrees a byl využíván produkt MOD11C3 verze 6, který poskytuje měsíční hodnoty povrchové teploty a emisivity půdy (LST & E) v rozlišení 0,1 ° zeměpisné šířky a délky. Hodnoty LST & E v produktu MOD11C3 jsou odvozeny složením a průměrováním hodnot z odpovídajícího měsíce denních souborů MOD11C1. Každý produkt MOD11C3 sestává z vrstev pro denní a noční pozorování.

#### 4.1.2 SMOS data

Data z družice SMOS za každý měsíc byly staženy z webu: [ftp://ext-catds-cpdc:catds2010@ftp.ifremer.fr/Land\\_products/GRIDDED/L3SM/OPER/MIR\\_CLF3M\\_D\\_](ftp://ext-catds-cpdc:catds2010@ftp.ifremer.fr/Land_products/GRIDDED/L3SM/OPER/MIR_CLF3M_D_). Data poskytuje společnost CATDS (Center Aval de Traitement des Données SMOS). Byl použit produkt L3SM, což je agregace denních, třídenních nebo měsíčních map půdní vlhkosti.

V každém archivním souboru (přípona .tgz), jsou dva soubory – soubor (.HDR), což je textový soubor, ve formátu XML Earth Explorer a datový soubor (.DBL.nc).

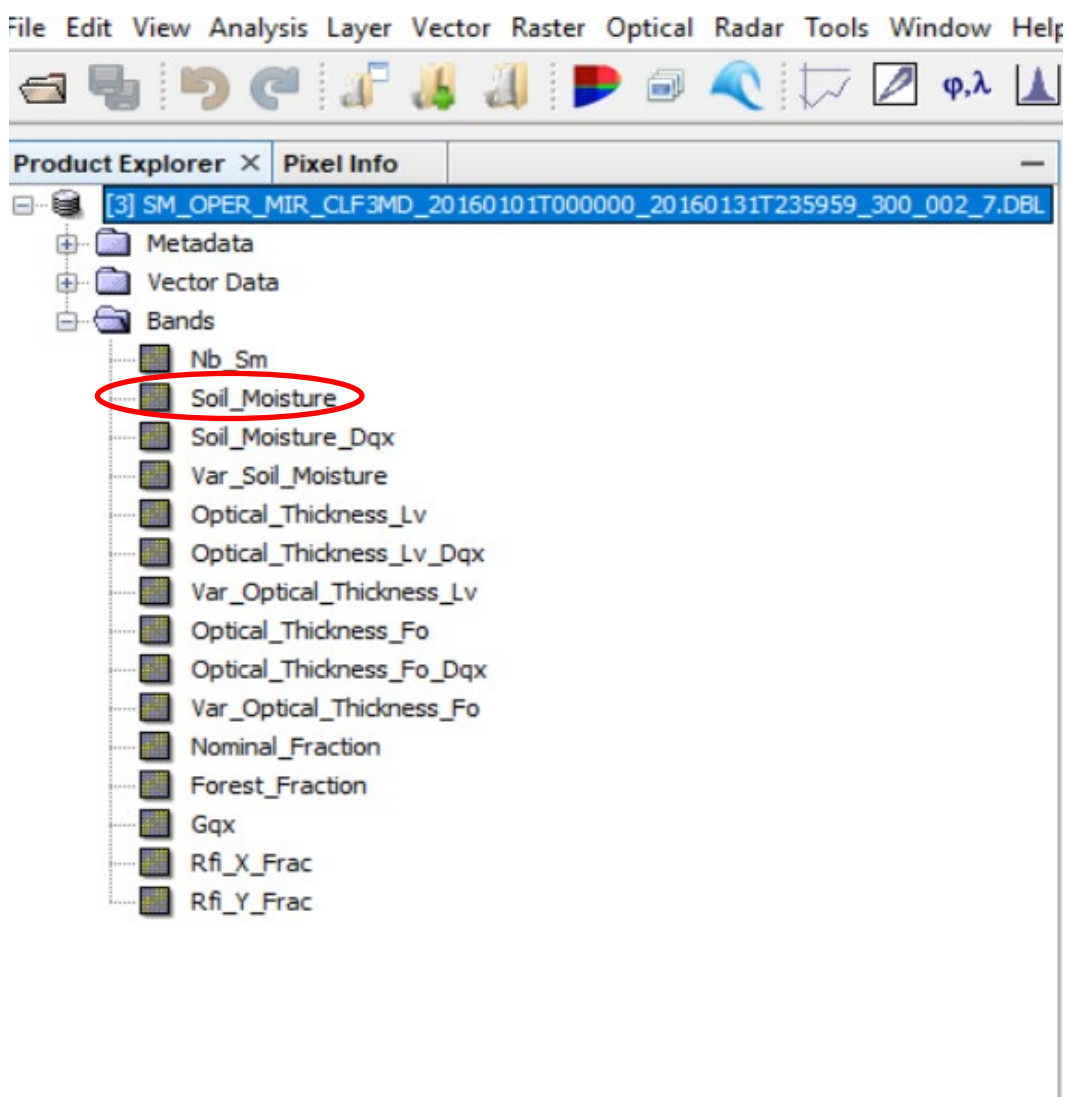
#### 4.1.3 GRACE data

V případě družice GRACE, byly staženy produkty – Level-3 Monthly Ocean/Land Water-Equivalent-Thickness Surface-Mass Anomaly Release 6.0 (RL06) z webu: <https://podaactools.jpl.nasa.gov/drive/files/allData/>, kde jsou dostupná po bezplatné registraci. Tato data jsou poskytována v datovém souboru ve

formátu netCDF a jsou zobrazovány jako anomálie výšky vodního sloupce v ekvivalentních jednotkách (m).

## 4.2 Příprava snímků

Celkem bylo staženo 32 snímků SMOS, 36 snímků MODIS a 22 snímků GRACE. U družice GRACE některé měsíce na webu chybí, proto je počet nižší. Snímky z družic GRACE a SMOS byly po stažení, nejprve načteny v programu SNAP, který byl vyvinut Evropskou kosmickou agenturou ESA. Snímky byly v programu převedeny na datový formát, který podporuje program ArcGIS.



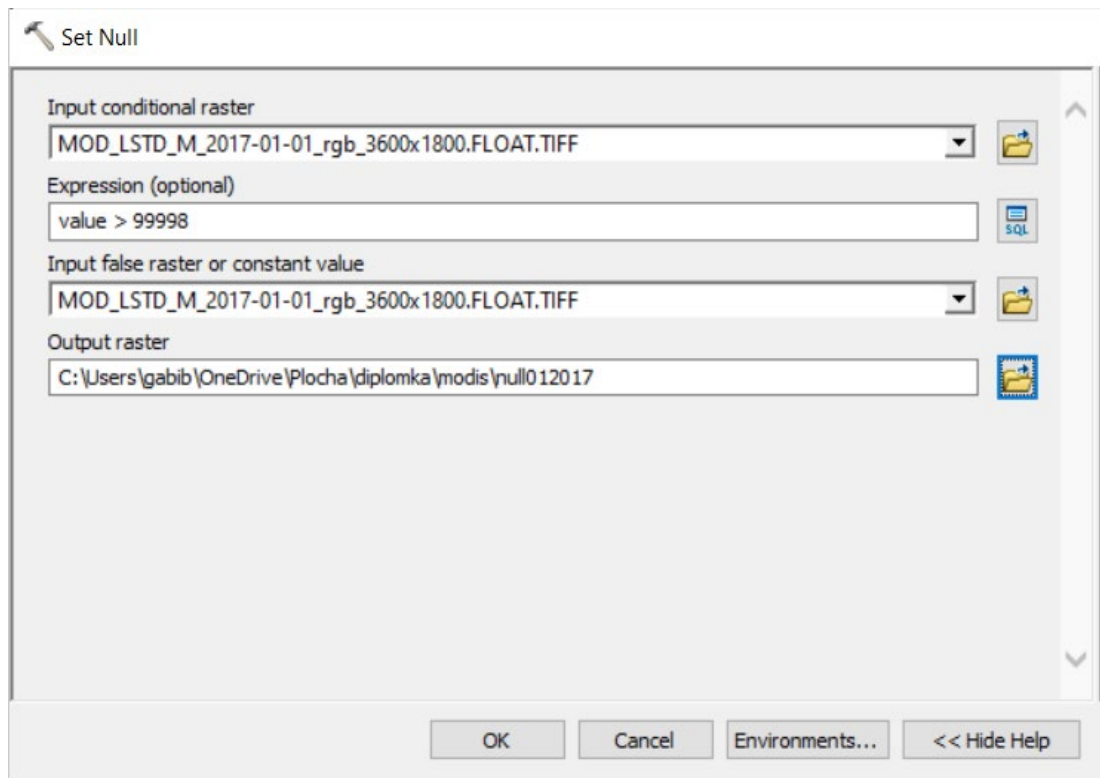
Obr. 12: Ukázka výběru produktu SMOS.

Snímky byly uloženy ve formátu (BEAM-DIMAP format) (.dim). Po tomto uložení snímků, bylo možné další zpracování v prostředí ArcGis.

### 4.3 Zpracování snímků v programu ArcGis

Jako podklad pro stanovení hranic zájmových území (ČR, Evropa a Svět) byl zvolen polygon stažený z webu <https://www.naturalearthdata.com/downloads/10m-cultural-vectors/>. Data družice SMOS byly poskytnuty v souřadnicovém systému, pro který chyběla v dostupných programech (ArcGis, QGIS, R) převodní rovnice jiného systému (včetně WGS84). Z toho důvodu nebylo možné měření z družice GRACE automaticky převést na stejný souřadnicový systém jako polygon zájmových míst. Po dohodě s vedoucím práce byl polygon ručně georeferencován na data z družice GRACE a SMOS pomocí nástroje Spatial Adjustment.

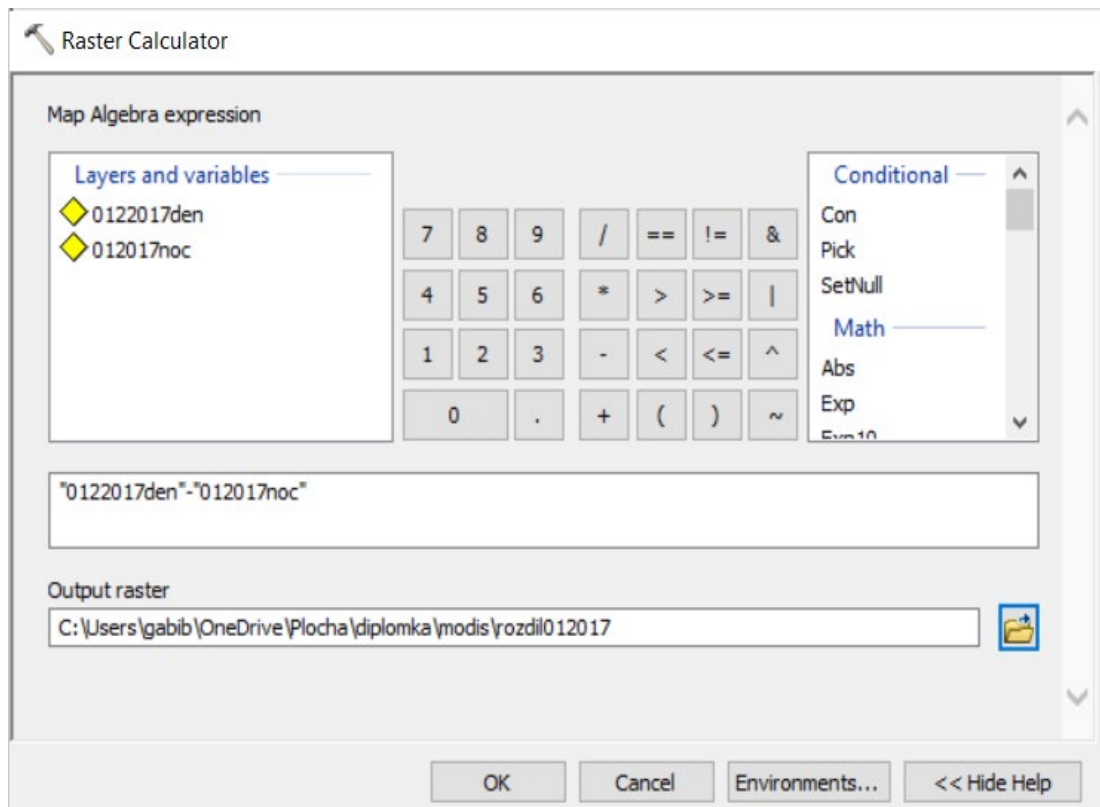
Jako další krok byla u všech snímků nastavena hodnota pro oblasti s vodní plochou jako *NoData* pomocí nástroje *Setnull*, a to z toho důvodu, že u původních snímků byla *pixel value* u vodních ploch nevhodná kvůli špatnému fungování zonal statistics v programu ArcGIS, kdy docházelo k započtení hodnot NoData do výsledné statistiky. U družice SMOS byla Pixel value – 32768, u dat z družice GRACE byla Pixel value – (- 99999) a u MODIS byla Pixel value – 99999. SQL dotaz snímků MODIS byl "Value" > 99998, u snímků SMOS byl "Value" > 32768 u SMOS, a u snímků GRACE byl "Value" < -99998.



Obr. 13: Ukázka nástroje *set null* s nastavenými parametry.

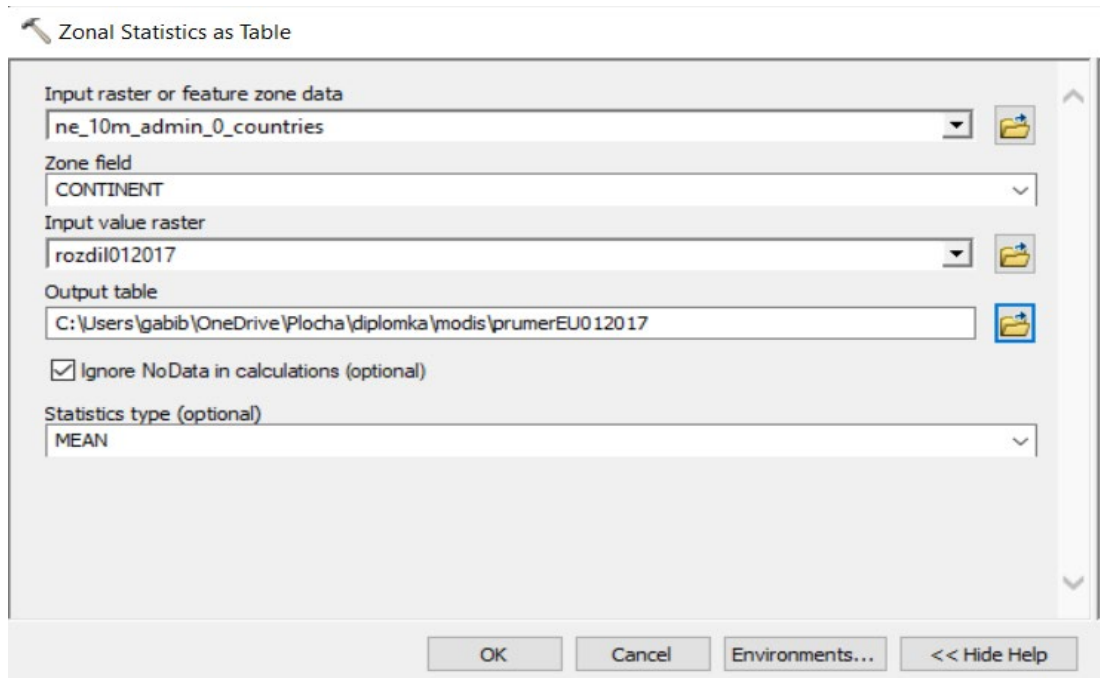
#### 4.3.1 Postup zpracování termálních snímků ze senzoru MODIS

Po nastavení hodnoty pro vodní plochy jako *Nodata*, byl použit nástroj *Raster calculator*. Kde se vždy odčítal noční snímek od denního – princip thermal inertia viz podkapitola 3.2.4.1.



Obr. 14: Ukázka nástroje raster calculator.

K získání statistických údajů – průměrné hodnoty pixelu, byl použit nástroj *Zonal statistics as Table*



Obr. 15: Ukázka nástroje Zonal Statistic as Table s nastavenými parametry pro výpočet průměrné hodnoty půdní vlhkosti za měsíc leden v roce 2017 pro oblast Evropy.

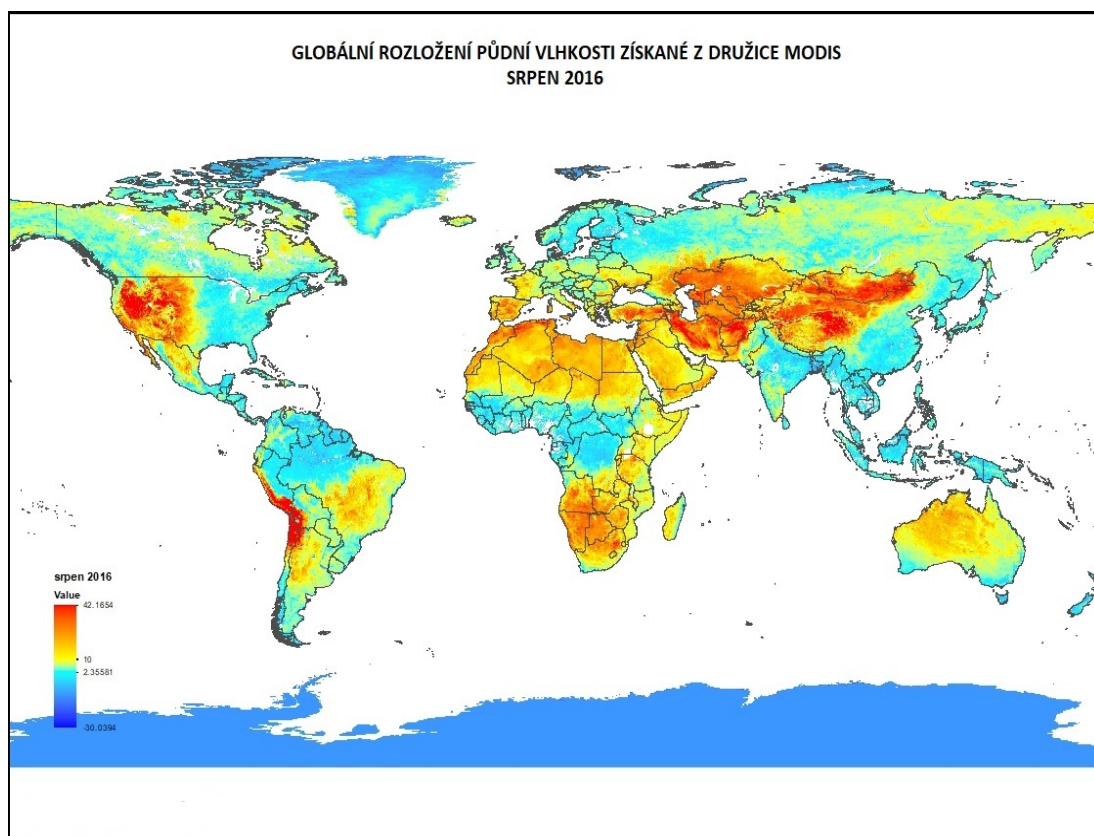


Pro zpracování hodnot světa byl použit navíc nástroj *union* pro spojení všech států do jednoho nového polygonu.

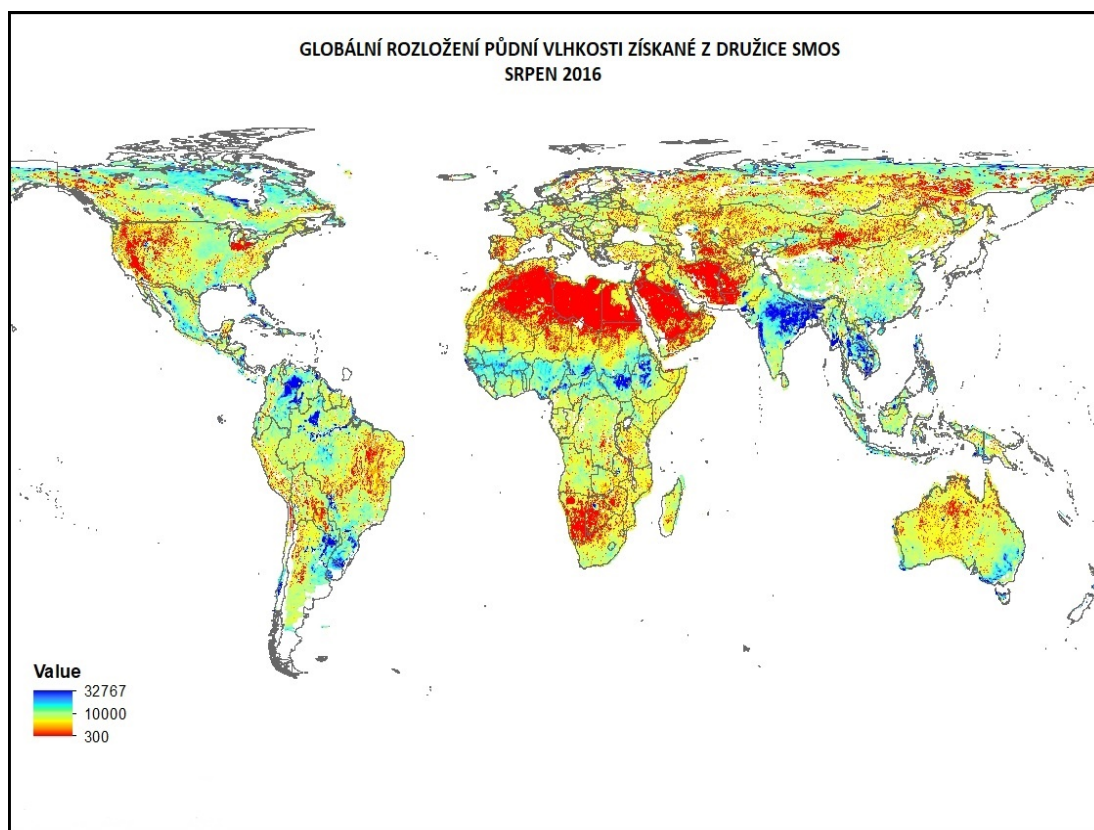
V další práci s daty bylo nutné hodnoty vyexportovat. Pro tyto účely byl použit nástroj *Table to Excel*, který převede atributovou tabulku z formátu .dbf do formátu .xls. Po vyexportování dat do sešitu MS Excel bylo možné provádět konečné výpočty a vytvářet grafy.

#### 4.3.2 Postup zpracování produktů SMOS, GRACE

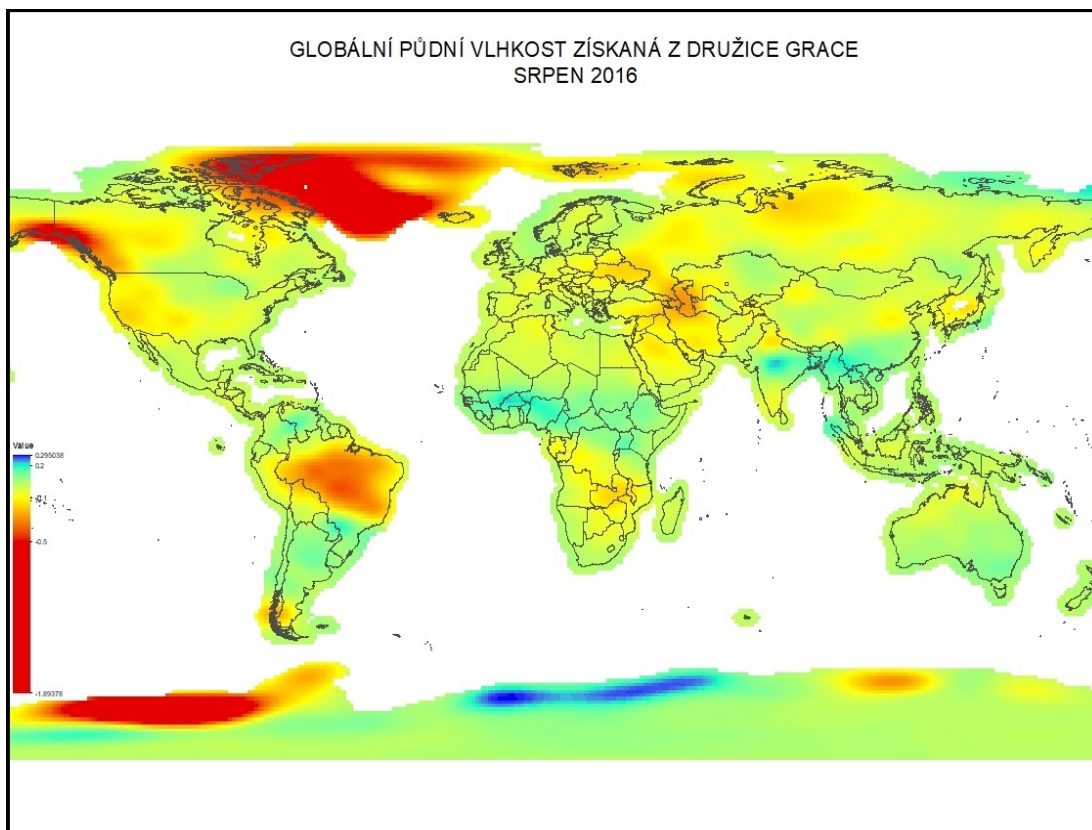
Postup se vyjma použití nástroje *raster calculator*, shodoval se zpracováním dat ze senzoru MODIS.



Obr. 16: Globální rozložení půdní vlhkosti získané ze senzoru MODIS, srpen 2016.



Obr. 17: Snímek družice SMOS, rozložení půdní vlhkosti za srpen 2016.

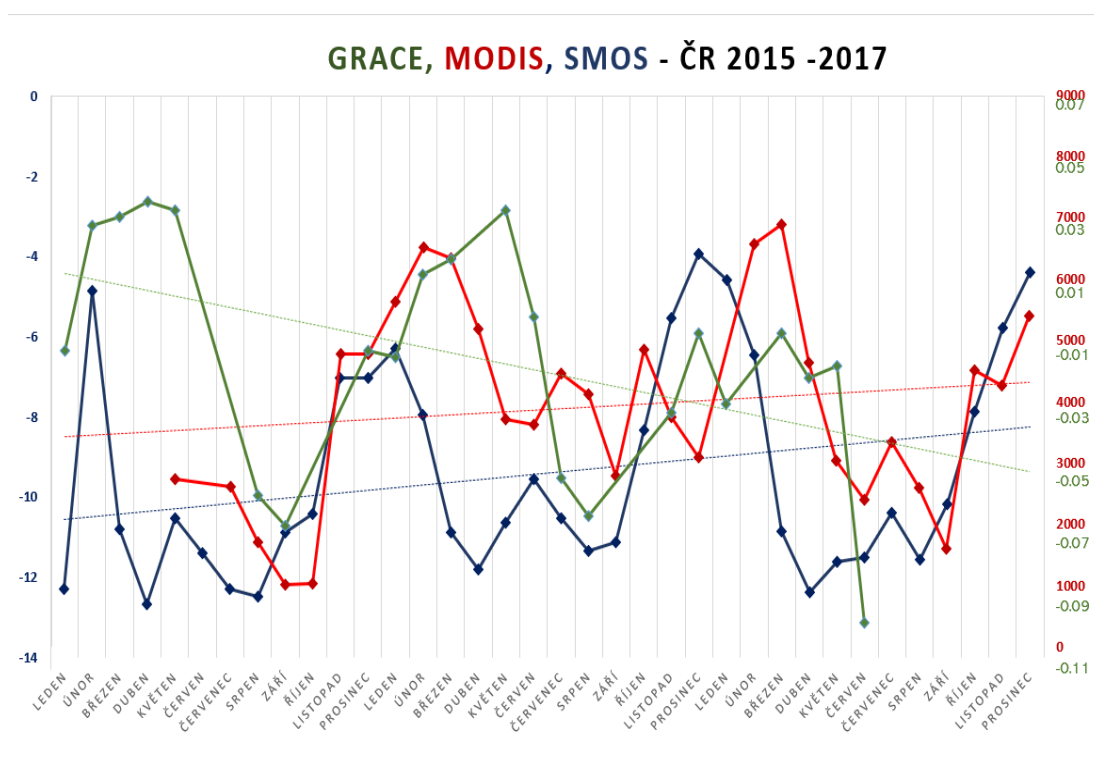


Obr. 18: Snímek družic GRACE – Anomálie gravitačního pole vyjádřené v metrech.

## 5 Výsledky práce

V rámci vyhodnocení vývoje půdní vlhkosti za stanovené období 2015–2017, jsou zde podle postupu práce, popsaného v kapitole 4. Metodika, zhotoveny časové řady měsíčních průměrů teplot v průběhu let 2015–2017. Výsledky jsou rozděleny do tří kapitol, dle zkoumaného území. Pro Českou republiku, pro Evropu a pro celý Svět.

### 5.1 Výsledky pro území České republiky



Obr. 19: Graf průběhu půdní vlhkosti vytvořený z dat družic GRACE, MODIS a SMOS pro území České republiky za období 2015–2017

Z grafu je zřejmý klesající trend půdní vlhkosti u z družic GRACE což odpovídá zvyšující se průměrné teplotě a zvyšujícím se výskytům sucha, respektive úbytku půdní vody. Naopak trend z výsledků družice SMOS a MODIS je překvapivě mírně rostoucí.

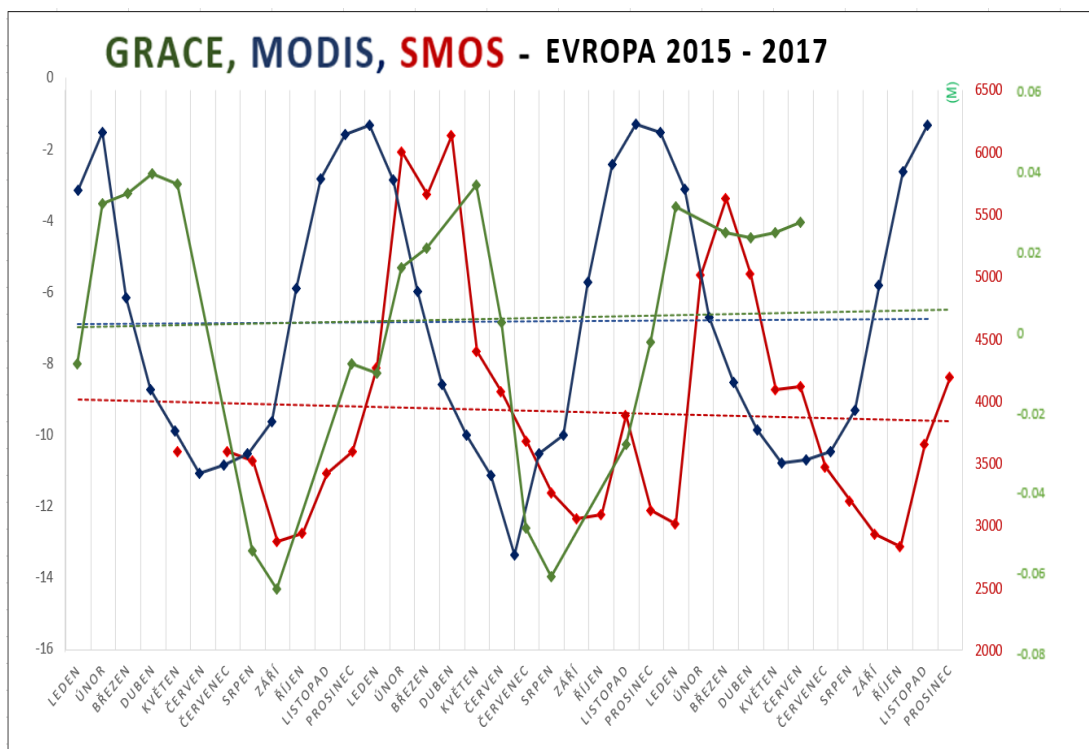
U roku 2015 se výsledky ze všech družic shodují v minimálních hodnotách pro měsíce srpen až říjen. GRACE se však liší v maximálních hodnotách, kdy březen až květen vyšly hodnoty vysoké, zatímco u SMOS a MODIS, jsou hodnoty již minimální. V roce 2016 se shodovaly v maximálních hodnotách výsledky z dat SMOS a GRACE (měsíc březen). v minimálních hodnotách (srpen, září) se shodovaly všechny křivky.

V roce 2017 se data poměrně shodovala v maximech pro zimní měsíce s výjimkou propadu za měsíc březen u dat SMOS. Minima byla zaznamenána v letních měsících, kdy u dat SMOS i MODIS byl mírný nárůst v červenci, následný propad v srpnu a září, a opětovný nárůst pro říjen až prosinec.

Tyto výsledky odpovídají klimatu v ČR. Z výsledného průběhu křivek je patrné, že srážky spadlé na jaře a začátkem léta – nárůst půdní vlhkosti, nestačí k trvalému udržení půdní vody – téměř okamžitý propad půdní vlhkosti ke konci léta. U dat MODIS a SMOS však vyšel i přes stále zvyšující se sucho trend rostoucí, na rozdíl od dat GRACE, kde vyšel klesající. Důvodem je pravděpodobně to, že družice GRACE započítávají veškerou vodu na Zemi.

## **5.2 Výsledky pro území Evropy**

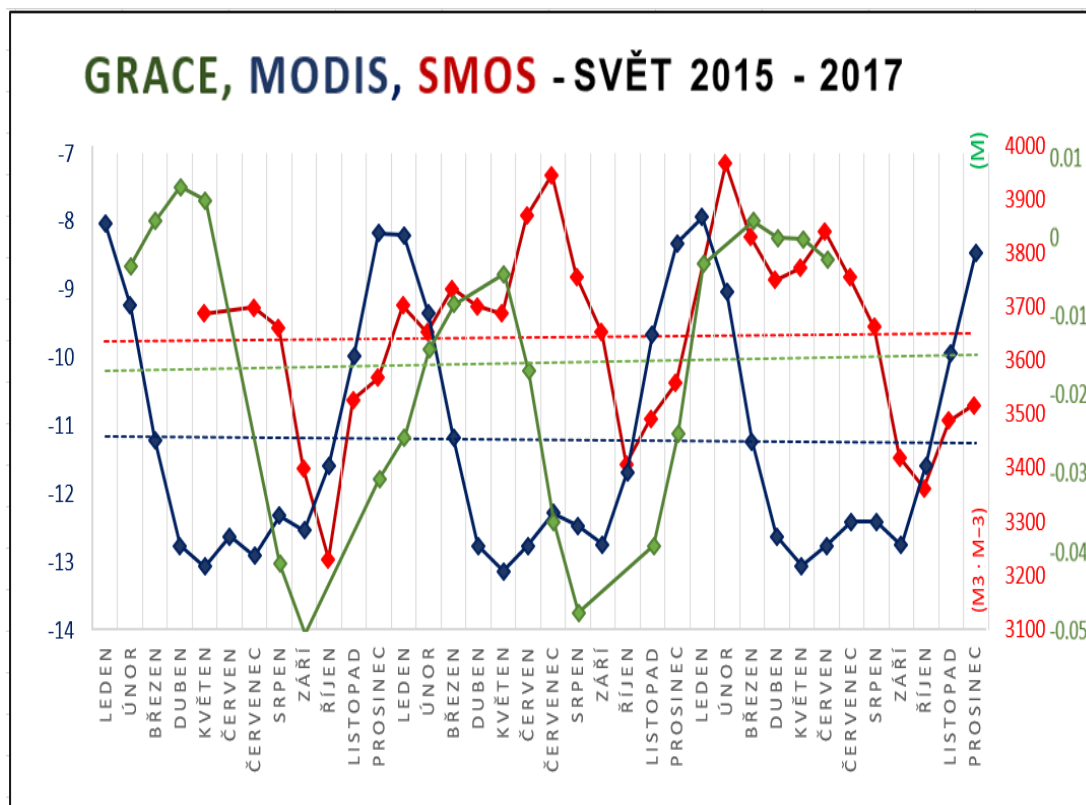
V téměř celém území Evropy je klima ovlivňováno podobnými faktory jako v ČR, z tohoto důvodu vycházel průběh půdní vlhkosti podobně.



Obr. 20: Graf průběhu půdní vlhkosti vytvořený z dat družic GRACE, MODIS a SMOS pro území Evropy za období 2015–2017.

Trendy u všech grafů jsou téměř konstantní, s výjimkou trendu pro SMOS, který je mírně klesající. Všechny křivky zde mají podobné amplitudy i průběh.

Nejvyšších hodnot dosahuje půdní vlhkost na začátku jara až léta a na podzim následuje výrazný pokles, kde jsou hodnoty minimální. Opět se více shodují křivky GRACE a SMOS. V případě hodnot SMOS byl obsah půdní vlhkosti pro rok 2016 o 25,48 % větší než rok 2015, ale u roku 2017 obsah půdní vlhkosti mírně klesl, a to o 6,84 %. U hodnot MODIS klesla půdní vlhkost z roku 2015 na rok 2016 o 1,68 % a následně pro rok 2017 vzrostla o 2,93 %.



Obr. 21: Graf průběhu půdní vlhkosti vytvořený z dat družic GRACE, MODIS a SMOS pro území celého Světa za období 2015–2017.

Výsledné křivky u tohoto grafu jsou nejvíce rozkolísané ze všech zkoumaných kategorií, a to hlavně díky velikosti území, tudíž se nepřesnosti více projeví.

V průběhu křivek GRACE a SMOS je zřejmý poměrně velký propad půdní vlhkosti na konci léta pro rok 2015 a 2016. U Křivky MODIS se tento pokles projevil již v květnu. Po těchto dvou měsících půdní vlhkost až do května rychle stoupala. Nejvyšší hodnoty u GRACE dosahovaly v roce 2015 v dubnu, v roce 2016 v květnu a v roce 2017 v březnu.

U GRACE V roce 2016 poměrně hodně klesla půdní vlhkost oproti roku 2015, a to o 36,57 %. Pro MODIS byly všechny roky poměrně podobné, jak dokazuje i spojnice trendu. V roce 2015 byla půdní vlhkost o 0,25 % nižší než v roce 2016 a naopak u roku 2017 klesla o 0,104 %. U družice SMOS v roce 2016 vzrostla půdní vlhkost o 3,83 % oproti roku 2015 a v roce 2017 klesla o 0,28 % oproti roku 2016.

## 6 Diskuze

V této práci byl vyhodnocen průběh půdní vlhkosti v globálním měřítku využitím družic SMOS, GRACE, spektrometru MODIS, a zároveň byla porovnána jejich shoda v poskytovaných datech. Všechny tyto zkoumané metody mohou poskytnout data o půdní vlhkosti, avšak po analyzování dat bylo zjištěno, že ne vždy se zcela shodují. Každá metoda má své výhody i nedostatky, které je třeba zvážit s ohledem na účel využití.

V případě zpracování výsledků pro Českou republiku měl průběh každého typu dat jisté výkyvy, především v roce 2015. Domnívám se, že příčinou je, prostorové rozlišení u družic, konkrétně SMOS – 25 km, GRACE – 100 km a MODIS – 1 km, což se při menších analyzovaných územích, jako je v tomto případě ČR, může promítnout do odlišných hodnot ve výsledcích. Navíc data byla hodnocena jako průměr hodnot za celý měsíc, a tak se chyby v měřeních mohou nakumulovat. Trendy u družice SMOS a senzoru MODIS vyšly neočekávaně mírně rostoucí. U družice GRACE vyšel trend mírně klesající, jelikož do měření nebylo zahrnuto posledních šest měsíců (z důvodu ukončení její mise), kde právě pro tyto měsíce pak došlo k prudkému nárůstu v předchozích letech.

Pro území Evropy se průběhy půdní vlhkosti shodovaly více než v případě ČR. Shodovaly se především v hodnotách pro letní a podzimní měsíce, kdy vyšla půdní vlhkost nejnižší. Je tedy zřejmé, že přírůstek vody ze srážek a sněhu v jarních měsících, nestačí pro trvalé udržení vody v půdě. Trendy ze senzoru MODIS a družice SMOS vyšly mírně klesající, což odpovídá stále zvyšujícímu výskytu sucha v téměř celé Evropě. V případě dat z družice GRACE vyšel trend konstantní, a to ze stejného důvodu jako u ČR, že zde není zahrnuta druhá polovina roku 2017.

Při vyhodnocování dat území celého Světa, byly zaznamenány nejvyšší amplitudy u křivek pro GRACE. V průběhu křivky pro MODIS nastávaly propady vlhkosti o 2–4 měsíce dříve. Zde vyšly trendy kromě mírně klesajícího trendu u MODIS téměř konstantní. Což potvrzuje fakt, že vody je ve světě stále stejné množství, jen je distribuována v různém čase na jiných místech. Přičemž Sheffield a Wood (2008) uvedly slabý rostoucí trend globální vlhkosti půdy v letech 1950 až 2000. Tento vzestupný trend se objevil současně se zvyšujícím se teplotním trendem, který by se měl, při absenci zvýšených srážek snížit. Předpokládá se, že nárůst srážek byl kompenzován nárůstem evapotranspirace (Robock et al., 2000; Sheffield and Wood, 2008). Dále autoři Pan et al. (2019) ve své publikaci kde hodnotí průběh trendů za období 1979-2016 uvádí, že od roku 2010 je trend na



severní polokouli mírně rostoucí. Na Jižní se neprokázal ani rostoucí ani klesající trend. U výsledků této diplomové práce však vyšel trend pro MODIS mírně klesající.

U všech třech grafů je zřejmý nárůst půdní vlhkosti nejprve u dat MODIS, což může být způsobeno tím, že MODIS reaguje také na celkovou teplotu. Následně se nárůst projeví u GRACE. Toto lze vysvětlit tím, že s růstem celkové teploty roste nejprve množství atmosférické vlhkosti. Družice SMOS na tento fakt zatím nereaguje a až poté, co začnou padat vydatnější srážky, tak zareaguje.

Hlavní příčiny vzniku možných nepřesností u družice SMOS jsou ty, že při určování vlhkosti půdy z dat SAR je intenzita odraženého záření ovlivněna drsností povrchu a vegetací. SAR snímky také trpí šumem *speckle*, což získání informace o vlhkosti půdy komplikuje (Wagner et al., 2009). Autoři Siyuan Tian et al. ve své studii uvádí, že data SMOS poskytují přesnější výsledky nad nezalesněnými oblastmi. Také dospěli k tomu, že relativní chyby SMOS pro každý typ landcoveru se pohybují od 7% do 15% v mediánových hodnotách, ale pro oblasti s lesním pokryvem byly tyto hodnoty vysoké až 50%. Krajinový pokryv má na měření GRACE a MODIS mnohem menší vliv.

U měření dat ze senzoru MODIS mohou vznikat nepřesnosti kvůli k obtížím při korekci atmosférických vlivů a efektů povrchové emisivity, vývoj přesných algoritmů LST tím není snadný. Přesnost atmosférických korekcí je omezena metodami radiačního přenosu, nepřesnostmi koeficientů absorpce atmosférických molekul (zejména vodní páry), koeficientů absorpce / rozptylu aerosolu a nejistotami atmosférických profilů jako vstupů do modelů radiačního přenosu. Dalším velkým problémem ve vývoji algoritmů LST je značná spektrální variabilita emisivity pro různé materiály na povrchu půdy. U mnoha typů krajinného pokryvu byly emisivity měřeny pouze pro spektrálně integrovaný rozsah 8 až 14 mikrometrů. Emisivita se také může lišit v závislosti na úhlu snímání, přičemž MODIS běžně skenuje v lokálních úhlech snímání větších než 60 stupňů (NASA, 2019).

Tato práce poskytuje přehled o globálním rozložení půdní vlhkosti. Pro vyhodnocení konkrétních údajů o obsahu půdní vlhkosti je vhodnější využít data s lepším prostorovým rozlišením či použít kombinaci metod. A to z důvodu střídání různých typů krajinného pokryvu, kde u každého povrchu funguje lépe jiný přístup měření, jak již bylo zmíněno výše. Do budoucna bych se ráda věnovala právě dalším možným přístupům vyhodnocování obsahu půdní vlhkosti pro menší území s využitím přesnějších metod.

Jeden z přístupů s lepším rozlišením pro mapování vlhkosti a sucha je využití družice Landsat, jenž poskytuje vhodná pásma z optických a termálních (TM, ETM+) vlnových délek elektromagnetického spektra. Lze z nich vytvořit široká škála spektrálních indexů. Například index NDVI a z něj vycházející další indexy NDWI, VCI a jiné).

Navzdory výše uvedeným negativům a omezením těchto přístupů se ukázaly jako prospěšný při sledování globálních změn zásob půdní vody a pro přípovědi této charakteristiky úzce spojené s klimatem do budoucna.

Celá problematika odhadu vlhkosti půdy z dat DPZ je velmi obsáhlá a existuje mnoho přístupů, které se jí zabývají. Tato předkládaná diplomová práce zdaleka nevyčerpává možnosti, ale naopak může sloužit jako podklad pro další výzkum.

## 7 Závěr a přínos práce

Alternativou k omezeným pozemním měřením je využití nástrojů DPZ.

Předkládaná diplomová práce se zabývala pozorováním průběhu půdní vlhkosti v globálním měřítku z třech různých zdrojů dat. Konkrétně z družic SMOS, GRACE a senzoru MODIS. Pro zpracování dat byly využity programy SNAP a ArcGis a EXCEL. Jako hlavním výstupem práce jsou časové řady, které znázorňují průběh měsíčního průměru půdní vlhkosti pro ČR, Evropu a svět, z let 2015–2018. Stanovené cíle se podařilo splnit, přičemž bylo zjištěno, že průběh půdní vlhkosti se poměrně shodoval pro případ ČR a Evropy. Z obou grafů je také patrné, že přírůstek vody v jarních měsících, je nedostatečný pro trvalé udržení vody v půdním profilu i pro další měsíce, což může být výzvou pro efektivnější zadržování vody v krajině. Příčinou, proč byl průběh podobný je fakt, že klima v ČR je ovlivňováno podobnými faktory jako klima ve zbytku Evropy. Trendy však pro ČR v případě SMOS A MODIS vyšly neočekávaně rostoucí. Pro Svět byly odlišnosti v měření největší, rozsah amplitud a průběh trendů se ale příliš nelišil. Trendy vyšly téměř konstantní, pouze pro MODIS vyšel trend mírně klesající. U všech grafů se prokázalo, že jako první na zvýšení půdní vlhkosti reagoval senzor MODIS, následně družice GRACE, a jako poslední družice SMOS.

I přes jisté nepřesnosti v měření lze tyto metody dobře využít pro globální přehled obsahu půdní vlhkosti a následně pro předpověď hodnot do budoucna, což je v současné situaci velmi užitečné. Tyto předpovědi také poskytují nové možnosti v oblasti zemědělství ve výběru vhodných opatření pro využití závlah a intenzifikaci produkce.

## Přehled literatury a použitých zdrojů

- Bartošová L., Trnka M., Hlavinka P., Semerádová D., Balek J., Štěpánek P., Zahradníček P., Možný M., Žalud Z., 2016: Monitoring zemědělského sucha v České republice – průběh suché epizody v roce 2015. Listy cukrovarnické a reparské. 9-10, 280-284, ISSN 1210-3306.
- Ben-Dor E., 2002: Quantitative remote sensing of soil properties. *Advances in agronomy*. Academic Press. 75, 1-72.
- Byun H. R., Wilhite D. A., 1999: Objective Quantification Of Drought Severity And Duration. *Journal Of Climate*. 12, 2747–2756.
- Borák M., Foltýn M., 2011: Klimatická změna a její možné nepříznivé vlivy v povodí Moravy. *Vodní hospodářství*. 14–17.
- Brázdil R., Kirschner K., 2007: Vybrané přírodní extrémny a jejich dopady na Moravě a ve Slezsku. *Masarykova Univerzita, Brno, Universitas*. 431.
- Campbell, J.B. 2009: Remote Sensing of Soils. In: *The SAGE Handbook of Remote Sensing*. London: SAGE Publications Ltd. s. 341 – 354. ISBN 978-1-4129-3616-3.
- Eastman, J.R. 2012: *IDRISI Selva Manual*. IDRISI Tutorial. s.l. Clark University, Worcester.
- Eicker, A., Schumacher, M., Kusche, J., Döll, P., Schmied, H.M., 2014: Calibration/data assimilation approach for integrating GRACE data into the WaterGAP Global Hydrology Model (WGHM) using an ensemble Kalman filter: first results, *Surv. Geophys*. 35.
- Frappart, F., Seoane, L., Ramillien, G. 2013: Validation of GRACE-derived terrestrial water storage from a regional approach over South America. *Remote Sens. Environ*. 137.
- Gao M., Qin Z., Zhang H. O., LU L., Zhou X., Yang X., 2008: Remote sensing of agro-droughts in Guangdong Province of China using MODIS satellite data. *Sensors* 8(8), 4687–4708.
- Guerriero, L., Ferrazzoli, P., Rahmoune, R., 2012: A synergistic view of L-band active and passive remote sensing of vegetated soil. In: *Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment (MicroRad)*. Specialist Meeting on. 1–3.

- Wigneron, J.P., Calvet, J.C., Pellarin, T., Van de Griend, A.A., Berger, M., Ferrazzoli, P., 2003: Retrieving near-surface soil moisture from microwave radiometric observations: current status and future plans. *Remote Sens. Environ.* 85, 489–506.
- Buenadicha, G., Burgaud S., Raffier B., Rojo, B.S., 2012: "SMOS ESA/CNES operations: Multiplying two agencies' efforts," *Proceedings of SpaceOps The 12th International Conference on Space Operations*, Stockholm, Sweden.11-15.
- Chen Z., Li S., Ren J., Gong P., Zhang M., Wang L., Xiao S., Jiang D., 2008: *Monitoring and Management of Agriculture with Remote Sensing. Advances in Land Remote Sensing.* Springer Netherland. 397–421.
- Jackson, T.J., 2002: Remote sensing of soil moisture: implications for groundwater recharge. *Hydrogeol. J.* 10. 40–51.
- Kolář J. 1990: *Dálkový průzkum Země: Populární přednášky o fyzice.* Sv. 35. Praha, SNTL. 176.
- Lee, K.-H., Anagnostou, E.N., 2004: A combined passive/active microwave remote sensing approach for surface variable retrieval using Tropical Rainfall Measuring Mission observations. *Remote Sens. Environ.* 92, 112–125.
- Lillesand, T.M., Kiefer R.W, Chipman J.W., 2004: *Remote Sensing and Image Interpretation.* 5th Edition. New York, John Willey & Sons. 763 s. ISBN 0-471-15227-7.
- Lobell, D.B., Asner, G.P., 2002: Moisture effects on soil reflectance. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66 (3), 722–727.
- Mecklenburg S., Wright N., Bouzinac, C., Delwart, S., 2009: SMOS operations and products, *ESA Bulletin*, 137, February, 24-30.
- Mekonnen, D.F. 2009: *Satellite Remote Sensing for Soil Moisture Estimation: Gumara Catchment, Ethiopia.* Enschede. 90 s. Thesis. International Institute for Geo-information Science and Earth Observation.
- Moran, M.S., Peters-Lidard, C.D., Watts, J.M., McElroy, S., 2004: Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Canad. J. Remote Sensing.* 30 (5), 805–824.
- Mukund, A. 2008: *Analysing Performance of Optical and Passive Microwave Data to Infer Soil Moisture in the Upper Soil layers for the Prominent Crops in Eastern Part of Rajasthan, India.* Enschede. 99 s. Thesis. International Institute for Geo-information Science and Earth Observation.

- Naeimi, V., Leinenkugel, P., Sabel, D., Wagner, W., Apel, H., Kuenzer, C., 2013: Evaluation of Soil Moisture Retrieval from the ERS and Metop Scatterometers in the Lower Mekong Basin. *Remote Sensing*. 5, 1603-1623.
- Njoku, E.G., Wilson, W.J., Yueh, S.H., Rahmat-Samii, Y., 2000: A large-antenna microwave radiometer–scatterometer concept for ocean salinity and soil moisture sensing. *IEEE Trans. Geosciens Remote Sensing*. 38 (6), 2645–2655.
- Nocita, M., Stevens, A., Noon, C., Wesemael, B. 2012: Prediction of soil organic carbon for different level of soil moisture using Vis-NIR spectroscopy. *Geoderma*. 37–42.
- Pan, N., Wang, S., Liu, Y., Zhao, W., Fu, B., 2019: Global Surface Soil Moisture Dynamics in 1979–2016 Observed from ESA CCI SM Dataset, *Water*. 11(5).
- Parmesan C., Willing M. R., Root T. L., 2000: Impacts of extreme weather and climate on terrestrial biota. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 81, 443–450.
- Petropoulos G.P. et al. 2015: *Physics and Chemistry of the Earth* 83–84, 36–56.
- Piles, M., Sanchez, M., Vall-Ilossera, M., 2014: A Downscaling Approach for SMOS Land Observations: Evaluation of High-Resolution Soil Moisture Maps Over the Iberian Peninsula. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* in press. 9.
- Price, J.C., 1982: Estimation of regional scale evapotranspiration through analysis of satellite thermal-infrared data. *IEEE Transact. Geosci. Remote Sens.* GE-20 (3), 286–292.
- Porporato, A., et al. 2001: Plants in water-controlled ecosystems: Active role in hydrologic processes and response to water stress: III. Vegetation water stress. *Advances in Water Resources*, 24(7), 725–744. ISSN 0309-1708.
- Qiu, H. 2006: Thermal Remote Sensing of Soil Moisture: Validation of Presumed Linear Relation between Surface Temperature Gradient and Soil Moisture Content. Melbourne. 43 s. Project report. The University of Melbourne.
- Rahimzadeh-Bajgiran, P., Berg, A.A., Champagne, C., Omasa, K., 2013: Estimation of soil moisture using optical/thermal infrared remote sensing in the Canadian Prairies. *ISPRS J. Photogram. Remote Sens.* 83, 94–103.
- Rožnovský, J., 2016: Sborník referátů z celostátního semináře s mezinárodní účastí. Průhonice, Zpravodaj ochrany lesa. 38-41.

Seneviratne, S.I., Corti, T., Davin, E.L., Hirschi, M., Jaeger, E.B., Lehner, I., Orlowsky, B., Teuling, A.J., 2010: Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: a review. *Earth Sci. Rev.* 99 (3–4), 125–161.

SINGH, R.P., ROY, S., KOGAN, F. 2003: Vegetation and temperature condition indices from NOAA AVHRR data for drought monitoring over India. *International Journal of Remote Sensing*, 24(22), 4393–4402. ISSN 1366-5901.

Syed, T.H.Famiglietti, J.S., Rodell, M., Chen, J., Wilson, C.R. 2008: Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. *Water Resour.* 44, 2.

Tapley, B.D.; Bettadpur, S.; Ries, J.C.; Thompson, P.F.; Watkins, M.M., 2004: GRACE measurements of mass variability in the Earth system. 305, 503–505.

Tuttle, S.E., Salvucci, G.D., 2014: A new approach for validating satellite estimates of soil moisture using large-scale precipitation: comparing AMSR-E products. *Remote Sens. Environ.* 142, 207–222.

Unagai, L.S., F.N., Kogan 1998: Drought Monitoring and Corn Yield Estimation in Southern Africa from AVHRR Data. *Remote Sensing of Environment.* 63, 219–232.

Van Loon, A., et al. 2016: Drought in a human-modified world: reframing drought definitions, understanding, and analysis approaches. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20, 3631–3650.

Vereecken, H., Huisman, J.A., Pachepsky, Y., Montzka, C., van der Kruk, J., Bogena, H., Weihermüller, L., Herbst, M., Martinez, G., Vanderborght, J., 2014: On the spatiotemporal dynamics of soil moisture at the field scale. *J. Hydrol.*

Wagner, W., Sabel, D., Doubkova, M., Bartsch, A., Pathe, C., 2009: The Potential of Sentinel-1 for Monitoring Soil Moisture with a High Spatial Resolution at Global Scale. *ESA Special Publications SP-674*, 5.

Wang, L., Qu J.J. 2009: Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring: A review. *Frontiers of Earth Science in China*, 3(2), 237 – 247. ISSN 1673-7490.

Xiao, Q.G., Chen, W.Y., Shen, Y.W., 1994: A study on soil moisture monitoring using NOAA satellite. *Quart. J. Appl. Meteorol.* 5 (2), 312–317.

Zhang, D., Tang, R., Zhao, W., Tang, B., Wu, H., Shao, K., Li, Z.L., 2014: Surface soil water content estimation from thermal remote sensing based on the temporal variation of land surface temperature. *Remote Sens.* 6 (4), 3170–3187.

Zhang, J., Zhou, Z., Yao, F., Yang, L., Hao, C., 2014: Validating the modified perpendicular drought index in the north china region using in-situ soil moisture measurement.

Zhao, W., Li, Z.L., 2013: Sensitivity study of soil moisture on the temporal evolution of surface temperature over bare surfaces. *Int. J. Remote Sens.* 34 (9–10), 3314–3331.



### **Internetové zdroje:**

ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV (ČHMÚ), ©2019: Český hydrometeorologický ústav (online) [cit. 2019.02.12.] dostupné z <<http://portal.chmi.cz/>>

ESA – SMOS mission satellite. (online) [cit. 2020.4.2.], dostupné z <[http://www.esa.int/esaLP/SEM4V1NKPZD\\_LPsmos\\_0.html](http://www.esa.int/esaLP/SEM4V1NKPZD_LPsmos_0.html)>

Intersucho © 2020: (online) [cit. 2020.04.04.], dostupné z <<https://www.intersucho.cz>>

LP DAAC – MODIS Overview. [online]. [cit. 2020.03.2.], dostupné z <[https://lpdaac.usgs.gov/products/modis\\_overview/](https://lpdaac.usgs.gov/products/modis_overview/)> .

NASA Earth Observations (NEO): (online) [cit. 2019.21.10.], dostupné z <[https://neo.sci.gsfc.nasa.gov/view.php?datasetId=MOD\\_LSTN\\_M](https://neo.sci.gsfc.nasa.gov/view.php?datasetId=MOD_LSTN_M)>

Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC), © 2015: (online) [cit. 2020.20.10.], dostupné z <<https://podaac-tools.jpl.nasa.gov/drive/files/allData/>>

NASA Earth Observations (NEO): (online) [cit. 2019.21.10.], dostupné z <[https://neo.sci.gsfc.nasa.gov/view.php?datasetId=MOD\\_LSTD\\_M](https://neo.sci.gsfc.nasa.gov/view.php?datasetId=MOD_LSTD_M)>

Natural Earth, © 2009: (online) [cit.2020.11.11.], dostupné z <<https://www.naturalearthdata.com/downloads/10m-cultural-vectors/>>

WMO, The World Meteorological Organization is the United Nations System's authoritative voice on Weather, Climate and Water, © 2018: (online) [cit.2020.21.02.], dostupné z <<https://public.wmo.int/en/media/press-release/wmo-confirms-past-4-years-were-warmest-record>>

### **Seznam obrázků**

Obr. 1: Časová řada intenzity sucha v ČR za období 1803–2020 (intersucho)..... 14

Obr. 2: Mapa zobrazující posun 5leté vodní bilance v ČR (intersucho) .....	14
Obr. 3: Globální klimatický systém (Seneviratne et al., 2010).....	15
Obr. 4 spektrální křivka odrazivosti (upraveno, IDRISI Selva Manual, 2012).....	17
Obr. 5 Spektrální chování různě vlhké prachovité hlíny ve viditelné, blízké infračervené a střední infračervené oblasti záření půdy (upraveno, IDRISI Selva Manual, 2012) .....	18
Obr. 6 vztah mezi půdní vlhkostí a dielektrickou konstantou.....	19
Obr. 7 Denní chod radiční teploty suché půdy a vody (Lillesand et al., 2004) .....	21
Obr. 8 Ilustrace hlavních komponent družice smos (ESA,).....	24
Obr. 9 Přehled pozemního segmentu SMOS (esa).....	25
Obr. 10: Ilustrace družice Terra a na ní znázorněného senzoru (nasa).....	26
Obr. 11: Ilustrace družice GRACE zevnitř, (esa).....	27
Obr. 12: Ukázka výběru produktu SMOS .....	29
Obr. 13: Ukázka nástroje <i>set null</i> s nastavenými parametry .....	31
Obr. 14: Ukázka nástroje raster calculator .....	32
Obr. 15: Ukázka nástroje Zonal Statistic as Table s nastavenými parametry pro výpočet průměrné hodnoty půdní vlhkosti za měsíc leden v roce 2017 pro oblast Evropy .....	32
Obr. 16: Globální rozložení půdní vlhkosti získané ze senzoru MODIS, srpen 2016 .....	33
Obr. 17: Snímek družice SMOS, rozložení půdní vlhkosti za srpen 2016.....	34
Obr. 18: Snímek družic GRACE – Anomálie gravitačního pole vyjádřené v metrech .....	35

Obr. 19: Graf průběhu půdní vlhkosti vytvořený z dat družic GRACE, MODIS a SMOS pro území České republiky za období 2015–2017.....	36
Obr. 20: Graf průběhu půdní vlhkosti vytvořený z dat družic GRACE, MODIS a SMOS pro území Evropy za období 2015–2017.....	38
Obr. 21: Graf průběhu půdní vlhkosti vytvořený z dat družic GRACE, MODIS a SMOS pro území celého Světa za období 2015–2017. ....	39