



VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ

BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY



FAKULTA STAVEBNÍ

FACULTY OF CIVIL ENGINEERING

ÚSTAV GEODÉZIE

INSTITUTE OF GEODESY

ANALÝZA VYBRANÝCH VARIACÍ TÍHOVÉHO POLE VLIVEM DYNAMIKY HMOT

DISERTAČNÍ PRÁCE

DOCTORAL THESIS

AUTOR PRÁCE

AUTHOR

ING. TOMÁŠ VOLAŘÍK

VEDOUCÍ PRÁCE

SUPERVISOR

doc. Ing. JOSEF WEIGEL, CSc.

BRNO 2016

Anotace

Tato práce se zabývá studiem vybraných vlivů na tíhová měření pořízená pomocí terestrických observací. V rámci práce byly využity globální modely tíhového potenciálu a vypočteny vlivy na tíhová měření z modelů poruchového potenciálu a jeho časových variací. Byly provedeny experimenty, které analyzovaly vliv atmosférických a hydrosférických hmot, výsledky byly aplikovány na observace ze stanice supravodivého gravimetru Pecný a ověřeny na stanici Strasbourg. V rámci této práce byl také využit globální model GLDAS pro výpočet klimatologických veličin, zejména půdní vlhkost a signál jejího vlivu na tíhové zrychlení. Výsledky byly následně konfrontovány s plošnou sítí AGNES, kde byly pořízeny astrogeodetické tížnicové odchylky a byl proveden výpočet kvazigeoidu. V závěru jsou uvedena shrnutí a doporučení pro budoucí výzkum.

Annotation

This dissertation is focused on a study of selected environmental effects influencing terrestrial gravity observations. Global geopotential models were used to compute quantities of the disturbing gravity field and its variations during time period. Furthermore, analyses of an atmospherical and hydrological effects on the gravity observations were provided. The computation was realized at the station Pecný, however the concept was proved and compared with data from station Strasbourg. Consequently, the results were discussed with respect to quasigeoid modelling established from gravity and astrogeodetic measurements. The result and recommendations for future research are exposed.

Klíčová slova

tíhový potenciál, variace tíhového zrychlení, supravodivý gravimetr, atmosféra, půdní vlhkost

Keywords

gravity potential, variations of gravity acceleration, superconducting gravimeter, atmosphere, soil moisture

Bibliografická citace

VOLAŘÍK, Tomáš. *Analýza vybraných variací tíhového pole vlivem dynamiky hmot*. Brno, 2016. Disertační práce. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav geodézie. Školitel doc. Ing. Josef Weigel, CSc. 100 stran textu.

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem disertační práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje.

V Brně dne 30. 8. 2016

podpis autora

Acknowledgement

Chtěl bych na tomto místě vyjádřit hluboké poděkování všem, kdo mě podporovali během mé vědecké činnosti a to zejména panu docentu Josefu Weigelovi, který byl mým vedoucím, školitelem a mentorem po celou dobu mého angažmá na VUT v Brně. Dále bych chtěl vyjádřit poděkování panu doktoru Vojtovi Pálinkášovi, který mě zasvětil do problematiky staniční gravimetrie a poskytl cenná data z SG-050. Upřímné poděkování patří panu profesorovi Olivieru Francisovi, který byl mým mentorem během stáže v Lucembursku a při ECAG 2011 ve Walferdange, dále chci poděkovat doktoru Christianu Rothleitnerovi za vstřícnou pomoc při konzultacích zpracování tíhových měření. Chci zde vyjádřit také poděkování celé mé rodině.

Obsah

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | ÚVOD | 9 |
| 1.1 | CÍLE DISERTAČNÍ PRÁCE | 10 |
| 2 | SOUČASNÝ STAV | 11 |
| 2.1 | MODELOVÁNÍ TÍHOVÉHO POLE | 11 |
| 2.2 | PORUCHOVÝ POTENCIÁL | 15 |
| 2.2.1 | PORUCHOVÝ POTENCIÁL ATMOSFÉRY | 16 |
| 2.3 | SLAPOVÉ SYSTÉMY | 17 |
| 2.4 | TECHNOLOGIE POZEMNÍCH MĚŘENÍ | 19 |
| 2.4.1 | ABSOLUTNÍ TÍHOVÁ MĚŘENÍ | 19 |
| 2.4.2 | RELATIVNÍ TÍHOVÁ MĚŘENÍ STANIČNÍ | 22 |
| | <i>STATISTICKÉ METODY</i> | 25 |
| | <i>FYZIKÁLNÍ METODY</i> | 26 |
| 2.4.3 | MĚŘENÍ ASTRONOMICKÝCH TÍŽNICOVÝCH ODCHYLEK | 28 |
| 2.5 | TECHNOLOGIE DRUŽICOVÝCH TÍHOVÝCH MĚŘENÍ | 30 |
| 2.5.1 | GRAVITY RECOVERY AND CLIMATE EXPERIMENT (GRACE) | 31 |
| 2.5.2 | GRAVITY FIELD AND STEADY-STATE OCEAN CIRCULATION EXPLORER (GOCE) | 34 |
| 3 | MATERIÁL A DATA | 36 |
| 3.1.1 | INFORMAČNÍ SYSTÉM ISDC | 37 |
| 3.1.2 | GLOBAL GEODYNAMICS PROJECT (GGP) | 38 |
| 3.2 | GLOBÁLNÍ MODELY TÍHOVÉHO POLE | 39 |
| 3.2.1 | EXISTUJÍCÍ GLOBÁLNÍ MODELY TÍHOVÉHO POTENCIÁLU | 40 |
| 3.2.2 | PRODUKTY GRACE | 40 |
| 3.2.3 | PRODUKTY GOCE | 42 |
| 3.2.4 | EGM2008 | 43 |
| 3.2.5 | GGOS | 44 |
| 3.3 | REGIONÁLNÍ A GLOBÁLNÍ MODELY TOPOGRAFIE | 46 |
| 3.3.1 | DMR4G | 47 |
| 3.3.2 | SRTM | 49 |
| 3.3.3 | GMTED2010 | 50 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| 3.3.4 | GLOBÁLNÍ MODEL KLIMATOLOGICKÝCH DAT | 51 |
| 4 | USKUTEČNĚNÉ EXPERIMENTY | 53 |
| 4.1 | TÍHOVÁ DATA S GLOBÁLNÍM POKRYTÍM | 55 |
| 4.1.1 | VYTĚŽOVÁNÍ GLOBÁLNÍCH MODELŮ GEOPOTENCIÁLU..... | 55 |
| 4.1.2 | SHRnutí | 62 |
| 4.2 | ANALÝZA DLOUHODOBÝCH TÍHOVÝCH MĚŘENÍ | 63 |
| 4.2.1 | PŘEDBĚŽNÁ ANALÝZA | 64 |
| 4.2.2 | VARIACE VLIVEM ATMOSFÉRY..... | 65 |
| 4.2.3 | VARIACE VLIVEM PŮDNÍ VLHKOSTI..... | 69 |
| 4.2.4 | SHRnutí | 76 |
| 4.3 | PLOŠNÁ EXPERIMENTÁLNÍ SÍŤ AGNES | 77 |
| 4.3.1 | VÝPOČET GRAVIMETRICKÉHO KVAZIGEIDU S PŘIHLÉDNUTÍM K VLIVU TOPOGRAFIE | 79 |
| 4.3.2 | SHRnutí | 85 |
| 5 | SPLNĚNÍ CÍLŮ PRÁCE..... | 86 |
| 6 | ZÁVĚR..... | 87 |
| 7 | LITERATURA | 88 |
| | SEZNAM OBRÁZKŮ | 97 |
| | SEZNAM TABULEK..... | 99 |

1 Úvod

Současné technologie moderních geovědních disciplín dovolují zkoumat planetu Zemi s nebývalou přesností a v čím dál menším detailu. S rozvojem umělých družic Země vytvořených člověkem vznikla okamžitě potřeba zkoumat Zemi z vesmíru s využitím těchto družic. Vypuštění družice Sputnik-1 v říjnu roku 1957 iniciovalo vznik družicové geodézie. Následovaly další mise, pro příklad GEOS, LAGEOS, ze současnosti GRACE a GOCE, jejichž cílem bylo zkoumání tíhového pole Země v globálním rozsahu. Velký význam pro zjišťování tvaru a rozměru Země má také družicový systém pro určování polohy GPS NAVSTAR stejně jako GLONASS a pozemní síť permanentních stanic GNSS.

Zdokonalení přístrojové techniky umožňuje získávat stále detailnější, podrobnější a přesnější informace o tíhovém poli Země a na základě těchto poznatků lze získávat představu o přesunu hmot a konfrontovat naměřené hodnoty s modelovými hypotézami. Zejména v dnešní době, kdy se klade důraz na zkoumání příčin a důsledků globálních změn klimatu a životního prostředí obecně, je zapotřebí provádět přesná měření geodynamických jevů a jejich správná vyhodnocení.

Současně došlo ke zvýšení přesnosti pozemních gravimetrů na úroveň, která umožňuje detekovat časové variace, které se dříve skryly v šumu měření. Tato práce se věnuje zkoumání vlivů prostředí na přesná měření tíhových veličin a změny v čase. Význam zpracování přesných dat v globálním měřítku autor spatřuje ve zvýšení znalostí o geodynamických procesech a možnosti jejich interpretace v dalších oborech, například klimatologie.

Disertační práce přináší nový pohled na možnosti zpracování tíhových měření a společného využití globálních modelů s multidisciplinárním přesahem.

1.1 Cíle disertační práce

Cílem této práce je shrnout výsledky modelování a analýz vlivů prostředí na tíhová měření a v rámci provedených experimentů ověřit možnosti vysvětlení geodynamických jevů pomocí pozemních observací. Cílem práce je také diskutovat vzájemnou kombinaci terestrických měření s existujícími modely geopotenciálu.

Cílem této práce je provést analýzu různých přístupů k redukci vlivu atmosférických a hydrosférických hmot na tíhová měření a dále zkombinovat data z různých zdrojů pro využití pro modelování tíhového pole na území většího rozsahu. Dále si tato práce klade za cíl navrhnout proces výpočtu vlivu atmosféry na model kvazigeoidu a jeho časové variace. Zároveň si klade za cíl jednotlivé složky a zdroje dat vzájemně ověřit. Výstupem této práce by měly být doporučení pro další práce v oblasti modelování kvazigeoidu a tíhového pole.

2 Současný stav

V současnosti probíhají mezinárodní aktivity na poli sledování geodynamických jevů a procesů pomocí opakovaných terestrických měření jak absolutními metodami gravimetrie, tak relativními gravimetry dlouhodobým sledováním variací tíhového zrychlení na stanicích. Současně se využívají družicové technologie pro globální monitoring změn tíhového pole a dalších veličin. V této kapitole jsou popsány družicové mise, jejichž výstupem je globální model tíhového pole a dále terestrické metody sledování změn tíhového zrychlení. Zároveň je v této kapitole nastíněn teoretický základ.

2.1 Modelování tíhového pole

Gravitační potenciál Země V (v jednotkách m^2s^{-2}) je generován celkovým rozložením hmot uvnitř a v blízkosti zemského tělesa. Při aplikacích na zemském povrchu nebo v jeho blízkosti (což je případ většiny geodetických úloh) je vhodné dále uvažovat rotaci Země a zavést odstředivý potenciál Q a definovat tíhový potenciál (geopotenciál) jako (Burša, Pěč, 1988; Wahr, 1996)

$$W = V + Q + \delta W, \quad 2.1$$

kde δW je proměnná složka způsobená volnou nutací, slapovým potenciálem Slunce a Měsíce a dalšími variacemi.

Gravitační potenciál V je harmonickou funkcí a splňuje Laplaceovu rovnici, tedy

$$\Delta V(P) = 0 \quad 2.2$$

Naopak, odstředivý potenciál Q není harmonickou funkcí, ale splňuje rovnici

$$\Delta Q = 2\omega^2 \neq 0.$$

Geodetické referenční systémy pracují s tíhovým potenciálem a zavádí normální tíhové pole (normální tíhový potenciál). Normální tíhový potenciál U je definován jako potenciál tělesa (elipsoidu nebo sféroidu), které se nejlépe přimyká skutečné Zemi.

Rozdíl mezi skutečným a normálním tíhovým potenciál nazýváme poruchový potenciál dle vzorce

$$T = W - U. \quad 2.3$$

Jak uvádí (Jekeli, 2007) normální potenciál popisuje přibližně 99,9995 % skutečného potenciálu.

Vertikální gradient tíhového potenciálu definujeme jako tíhové zrychlení g . Analogicky můžeme definovat normální zrychlení γ . Tíhová porucha dg je rozdíl mezi tíhovým a normálním zrychlením. Zvláštním případem tíhové poruchy je tíhová anomálie, která je definovaná jako rozdíl tíhového zrychlení v bodě P a normálního tíhového zrychlení v bodě Q za podmínky, že bod Q se nachází v hladině normálního potenciálu rovného potenciálu bodu P a na kolmici k elipsoidu procházejícího bodem P (předpokládáme, že bod P je skutečný bod a bod Q jeho virtuální reprezentace na sféroidu). Jednoduše zapíšeme

$$W_P = U_Q. \quad 2.4$$

Jak uvádí (Burša, Pěč, 1988) ve sférickém souřadnicovém systému existují dvě nezávislá řešení parciální rovnice 2.2 tak, že

$$V(\rho, \vartheta, \Lambda) = \frac{GM}{\rho} \sum_{j=0}^{\infty} \left(\frac{a_0}{\rho}\right)^j \sum_{m=-j}^j A_{jm} Y_{jm}(\vartheta, \Lambda) \quad 2.5$$

kde A_{jm} jsou komplexní Stokesovy parametry.

Sférické funkce $Y_{jm}(\vartheta, \Lambda)$ souvisí s přidruženými Legendrovými funkcemi $P_j^{(m)}(\cos \vartheta)$. Dalšími operacemi dostaneme vzorec reprezentující vnější gravitační potenciál

$$V(\rho, \vartheta, \Lambda) = \frac{GM}{\rho} \sum_{j=0}^{\infty} \left(\frac{a_0}{\rho}\right)^j \sum_{m=0}^j (\bar{C}_{jm} \cos m\Lambda + \bar{S}_{jm} \sin m\Lambda) \bar{P}_j^m(\cos \vartheta), \quad 2.6$$

kde \bar{C}, \bar{S} jsou tzv. plně normované Stokesovy koeficienty (stupně j a řádu m , někdy značeného n , respektive k). Ekvipotenciální plochu tedy určují Stokesovy koeficienty tvarově. (Burša, Pěč, 1988) definuje rozměrový faktor geopotenciálu jako

$$R_0 = GM/W_0. \quad 2.7$$

Proměnnou hodnotou W_0 získáme soubor ekvipotenciálních (hladinových) ploch o konstantním geopotenciálu, které jsou vypuklé, nikde se nedotýkají ani neprotínají (Burša, 2004). Tíhový potenciál i plochy stejného potenciálu podléhají časovým změnám vyvolaným gravitačním působením Měsíce a Slunce (a dalších těles), změnou úhlové rychlosti rotace Země a přesuny zemských hmot způsobených geodynamickými jevy. Časové variace jsou nazývány poruchami a dále z tohoto pojmu vychází tzv. poruchový potenciál (poruchové pole).

Hladinovou plochu, která se nejvíce přimyká středním klidným hladinám světových oceánů, definoval Listing v roce 1873 a nazval ji geoidem. (Burša, 2004) však uvádí, že pojem geoid již dříve použil Bouguer.

(Globálním) geopotenciálním modelem tedy nazýváme soubor Stokesových koeficientů, které označujeme J_n^k a S_n^k , pokud jde o hodnoty nenormované. Hodnoty tzv. plně normované se obvykle označují $C_{n,k}$, $S_{n,k}$, kde n značí stupeň, k řád Legendrových přidružených funkcí $P_n^k(\sin \Phi)$, kde Φ je geocentrická šířka (Vatrt, 2012).

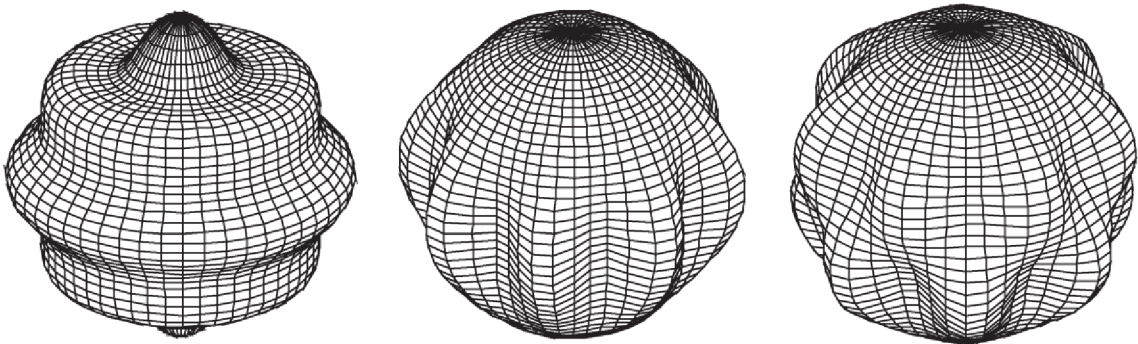
Soubor Stokesových parametrů J_n^k , S_n^k , popisuje vnější zemské gravitační pole, vyhlazené adekvátně maximálnímu stupni n podržených sférických harmonických členů v daném souboru. Popisuje jej ovšem pouze

tvarově. Pro délkový rozměr je zapotřebí hodnoty geocentrické gravitační konstanty GM , součinu Newtonovy gravitační konstanty G a hmotnosti zemského tělesa M , včetně hmotnosti tělesa atmosféry. Ta je podle (Vatrt, 2012)

$$GM = (398600441,8 \pm 0,8) \times 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-2} \quad 2.8$$

nebo podle času TDT (Terrestrial Dynamical Time)

$$GM = (398600441,5 \pm 0,8) \times 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-2} . \quad 2.9$$



Obr. 1 typy parametrů: zonální (vlevo), sektoriální (uprostřed) a teserální (vpravo)

Pomocí známých matematických vztahů lze z tíhového potenciálu (souboru Stekosových koeficientů) odvodit veličiny popisující tvar Země, jsou to například tíhové anomálie, tíhové poruchy nebo tížnicové odchylky. Jejich bližší popis je uveden dále.

2.2 Poruchový potenciál

Jak bylo uvedeno v předchozí kapitole, tíhový potenciál je postižen časovými změnami, neboť reálné zemské těleso není dokonale tuhé, ani dokonale pružné. Jak uvádí (Burša, 2004) těleso se vůči krátkoperiodickým rušivým silám chová jako pružné, ale na dlouhoperiodické a dlouhodobé reaguje jako těleso vazké. Uvádí se tedy, že se Země chová jako těleso viskoelastické.

Stokesovy parametry tedy nejsou konstantní, ale podléhají časovým změnám a to periodickým, dlouhodobým i sekulárním.

(Burša, 2004) poruchy rozděluje na:

- slapové poruchy,
- poruchy působené variacemi rotace Země,
- poruchy neslapového a nerotačního původu.

Z tíhového potenciálu vycházejí další veličiny, například tíhové zrychlení, které je přímo měřeno pomocí gravimetrů, přičemž tíhové zrychlení je matematicky definováno jako druhá radiální derivace tíhového potenciálu. Třetí radiální derivace tíhového potenciálu je označena jako vertikální tíhový gradient a zároveň jde o první derivaci tíhového zrychlení ve svislém směru.

Bližší budou sezónní variace, respektive vlivy působící na relativní tíhová měření popsány dále. Jak popisuje (Novák, 2000 a Tenzer et al., 2006), pro výpočet Stokesova integrálu je definována podmínka, že poruchový potenciál vně geoidu je harmonická funkce a tedy splňuje Laplaceovu rovnici (rovnice 2.2).

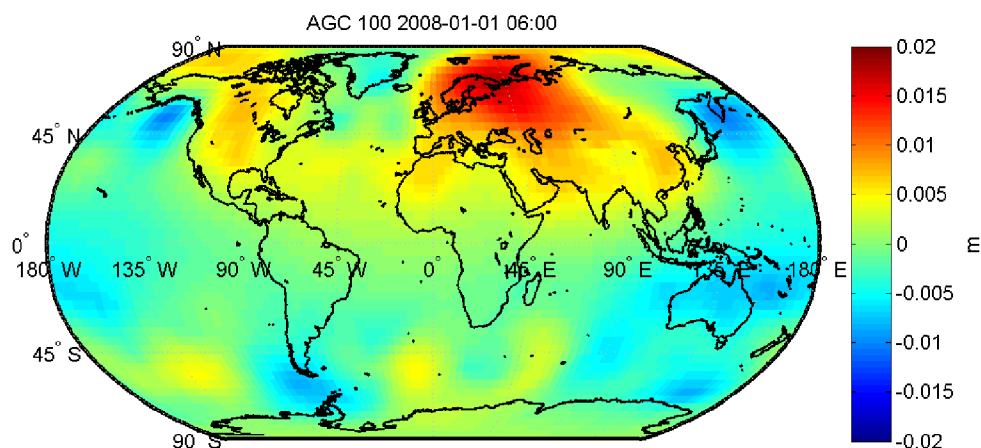
Podobně teorie Moloděnského předpokládá, že poruchový tíhový potenciál vně povrchu zemského tělesa je harmonická funkce. Z tohoto důvodu musí být vliv atmosféry před výpočtem (kvazi)geoidu odstraněn z tíhových anomálií (Tenzer, 2006).

2.2.1 Poruchový potenciál atmosféry

Jak bylo uvedeno v předchozí kapitole, pro výpočet gravimetrického geoidu se předpokládá, že poruchový potenciál je harmonická funkce a je tedy zapotřebí provést redukci topografických a atmosférických hmot vně geoidu. Matematickým modelem a modifikací Stokesova integrálu s uvažováním těchto vlivů se zabývá např. (Novák, 2000). Jedná se o odstranění celé hmoty atmosféry. Zároveň je tíhový potenciál ovlivňován krátkodobými přesuny hmot uvnitř atmosféry.

Vlivem atmosféry na výpočet gravimetrického geoidu v Íránu se blíže zabývá (Nahavandchi, 2004). Hodnoty korekcí atmosféry z tíhových anomálií dosahují hodnot 16 cm, resp. 33 cm.

Jak uvádí (Karbon et al., 2012) časové (krátkodobé) variace výšek geoidu dosahují globálně několika centimetrů. Je nutno podotknout, že se jedná o fluktuace způsobené přesuny hmot v atmosféře a jejím zatěžovacím účinkem.



Obr. 2 globální variace výšek geoidu vlivem atmosféry

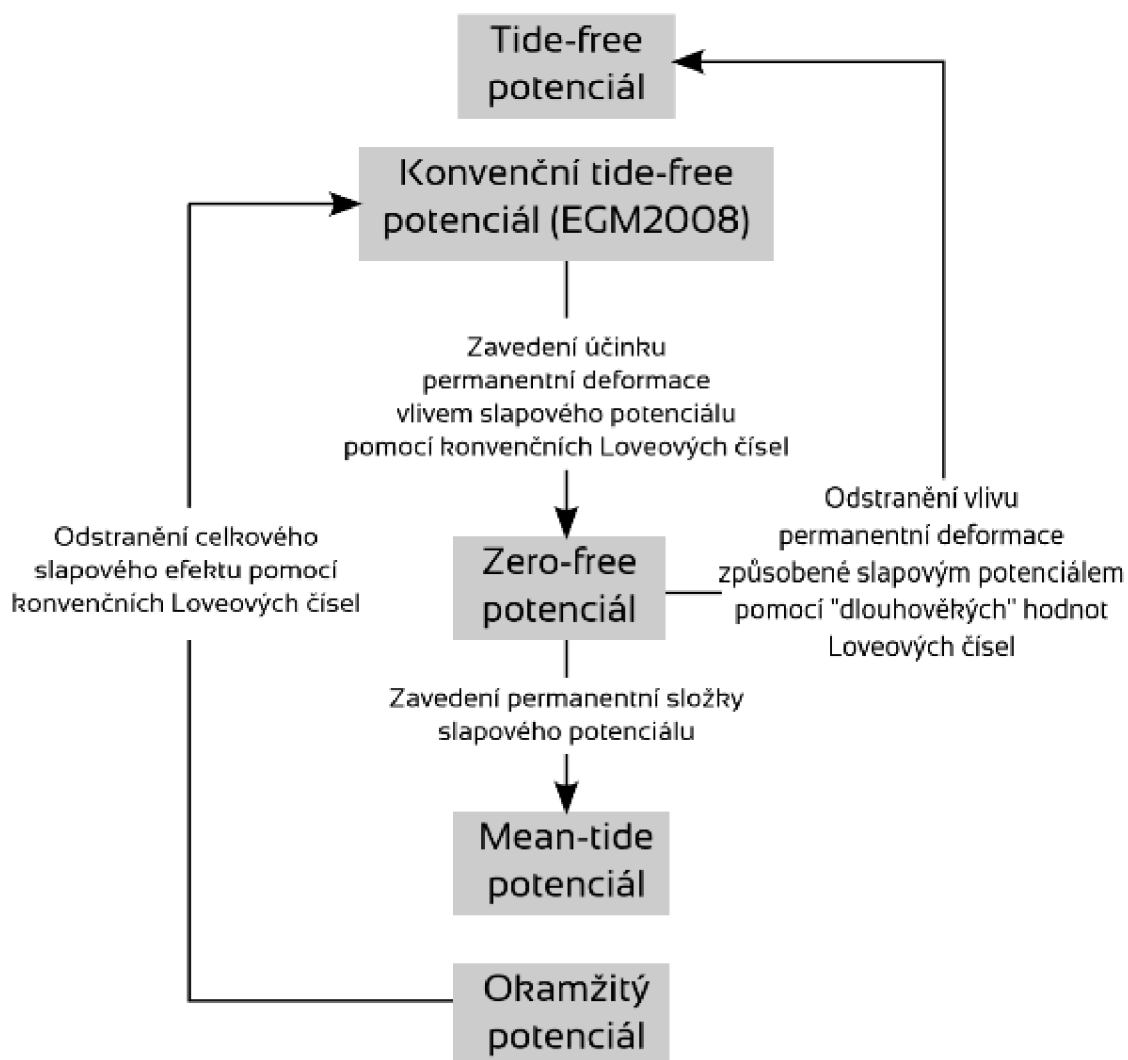
2.3 Slapové systémy

Gravitační potenciál se skládá z gravitačního potenciálu Země a gravitačního potenciálu vnějších těles – zejména Slunce a Měsíce, ale i dalších těles. V rámci geodetických aplikací a aktuální přesnosti měření se vlivy ostatních těles podstatně neprojeví. Gravitační potenciál Slunce a Měsíce označujeme jako slapový potenciál (tidal potential). Podle (Petit G., Luzum B., 2010) obsahuje slapový potenciál časově nezávislou (permanentní) složku a časově proměnnou (periodickou) složku. Podobně i určované polohy bodů jsou ovlivněny slapovým potenciálem stejně jako měřené tíhové zrychlení (tíhový potenciál).

Odstraněním časově proměnné složky a ponecháním permanentní složky slapového potenciálu získáme veličiny označované jako mean-tide, tedy se započtením vlivu střední hodnoty slapů. Například tzv. mean-tide geoid se bude přimykát střední hladině oceánů bez neslapových vlivů (proudy, vítr, apod.).

Pokud odstraníme také vliv permanentní složky slapového potenciálu, získáme veličiny označované jako tide-free. Celkový slapový efekt je odstraněn pomocí modelu. Díky tomu, že vlivná tělesa jsou vždy přítomna, nejsou tide-free veličiny přímo měřitelné. Názorný přehled jednotlivých slapových systémů znázorňuje Obr. 3.

Slapové systémy je třeba brát do úvahy při zpracování dat z různých zdrojů, například při kombinaci družicových a pozemních observací.



Obr. 3 slapové systémy a vztahy mezi nimi podle Petit G., Luzum B., 2010

2.4 Technologie pozemních měření

V této kapitole je shrnut přehled současných technologií používaných pro pozemní absolutní a relativní tíhová měření. Autor této práce se v popisu omezuje pouze na konkrétní přístroje, se kterými má osobní zkušenost a které souvisí s daným tématem.

V závěru této kapitoly je popsán systém pro měření astrogeodetických tížnicových odchylek vyvinutý a provozovaný na VUT v Brně a využívaný také pro účely této práce.

2.4.1 Absolutní tíhová měření

Pro měření plné hodnoty (aktuálního) zrychlení volného pádu a výpočtu hodnoty tíhového zrychlení se používá přístroj zvaný absolutní gravimetr. Obecný princip může být různý, ale nejpoužívanější současné přístroje pracují na principu sledování pádu testovacího tělesa a měření jeho vzdálenosti a polohy v čase (analogicky se měřilo zrychlení dříve pomocí pádu tělesa z vysoké věže a měření času dopadu). Testovacím tělesem je odrazný skleněný hranol padající ve vakuové pádové komoře.

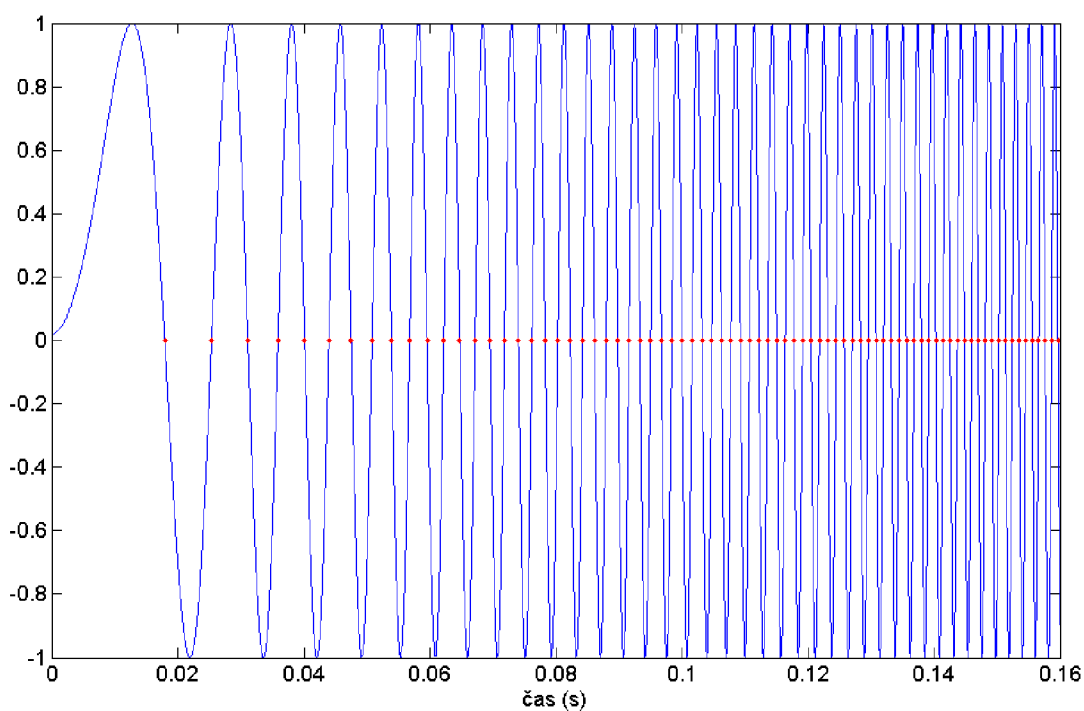


Obr. 4 absolutní gravimetr Micro-g LaCoste FG5

Poloha hranolu v pádové komoře je při pádu určována laserovým interferometrem a atomovými hodinami.

Výsledkem jednoho pádu jsou interferenční proužky (fringes) zaznamenané pomocí sinusoidy. Výsledné zrychlení je vypočteno po nalezení hodnot času při průniku sinusoidy nulou. Graf na Obr. 5 je výsledkem rovnice:

$$y = \frac{1}{2}gt^2 + vt + y_0 \quad 2.10$$



Obr. 5 simulace pádu hranolu, modrá linie sinusoida dle rovnice 2.10, červené body průchody sinusoidy nulou

Výsledné zrychlení je vypočteno jako průměr z několika setů, které se skládají z několika desítek až stovek pádů a opakují se po určité době. K hodnotě zrychlení je vypočtena hodnota nejistoty, která závisí jednak na gravimetru, jednak na vlastnostech bodu, na kterém je observováno. Běžně dosahuje nejistota hodnot kolem $2 \mu\text{Gal}$.

Vzhledem k přesnosti (a citlivosti) gravimetru je nutné daná měření opravovat o účinky anomálních hmot, zavádí se korekce ze slapů, pohybu pólu a atmosféry. K ověření dlouhodobé stálosti přístrojových vlastností pravidelně probíhají srovnávací měření absolutních gravimetrů. Jedná se o několikadenní opakované observace gravimetrie na několika bodech, kdy jsou výsledky jednotlivých gravimetrů vzájemně porovnávány a vyhodnocovány s ohledem na nejistotu měření. Autor měl možnost se podílet na evropském srovnávacím měření absolutních gravimetrů v roce 2011 ve Walferdange (Lucembursko). Doporučení vyplývající z výsledků tohoto srovnávacího měření jsou uvedena v publikaci (Francis O. et al., 2013).

Absolutní gravimetrie se s výhodou využívá pro kalibraci staničních relativních gravimetrů pro určení jejich přístrojového chodu (driftu). Zároveň se absolutní gravimetrie využívají pro opakovaná polní měření v oblastech, kde dochází ke změnám tíhového zrychlení vlivem geodynamických jevů, například Grónsko nebo polární oblasti.



Obr. 6 srovnávací měření absolutních gravimetrů ECAG 2011 ve Walferdange

2.4.2 Relativní tíhová měření staniční

V této kapitole jsou popsána staniční měření, tedy dlouhodobé kontinuální observace. Kontinuální sledování změn tíhového pole v čase probíhá od dob konstrukce prvních gravimetrů. Počátkem bylo vybudování tzv. slapových stanic, na kterých byly určovány charakteristiky jednotlivých slapových vln. Jednou z takových stanic je i slapová stanice na Geodetické observatoři Pecný, která vznikla jako samostatná laboratoř v roce 1972. Dlouhodobě zde probíhala registrace slapových variací pomocí gravimetru Askania Gs15. Od roku 2007 probíhají měření pomocí supravodivého gravimetru GWR OSG-050.



Obr. 7 supravodivý gravimetr GWR OSG-050 ve slapové stanici Pecný

Principem supravodivého gravimetru (Observatory Superconducting Gravimeter – OSG) je měření kompenzačních napětí levitující kuličky v supravodivém poli. V Dewarově nádobě je vytvořeno pomocí tekutého helia supravodivé pole, ve kterém levituje koule o průměru za podpory

magnetických sil. Výrobce uvádí citlivost (sensitivity) měření 1 nanogal (GWR Instruments, Inc., 2011). Spolu s lineárním chodem několik mikrogalů za rok se jedná o zatím nejcitlivější měření.

Výstupem z gravimetru jsou hodnoty napětí s minutovým intervalem. Tyto surové hodnoty je třeba kalibračním koeficientem převést na hodnoty relativního tíhového zrychlení a opravit o přístrojový chod.

Surová měření jsou plně zatížena všemi geodynamickými jevy, které způsobují tíhový účinek, ať již přímý (newtonovský), tak zprostředkovaný vlivem deformace zemského tělesa. Jak již bylo naznačeno v sekci 2.2, jde zejména o slapy, variaci způsobenou změnou rychlosti rotace Země, atmosféru a účinek oceánů a vliv hladiny podzemní vody. Po odstranění těchto vlivů dostaneme tíhová rezidua, která více či méně reflektují globální dlouhodobé změny tíhového zrychlení v dané lokalitě.

Například (Virtanen, 2006) uvádí na začátku své práce, že na finské stanici byl jasně patrný skok v tíhovém zrychlení způsobený odhazováním sněhu ze střechy pracovníky stanice. Rostoucí trend zrychlení se v jednom místě zastavil, což byla dle Virtanena pracovní přestávka na čaj. Jde o výstižný příklad toho, jak na jednu stranu jsou dnešní gravimetry citlivé a schopné detekovat přesuny hmot v lokálním měřítku; na druhou stranu bez znalosti této události, bychom jen stěží přisoudili změnu v tíhovém zrychlení právě odstraněním sněhové pokrývky ze střechy stanice.

Dlouhodobé kontinuální sledování časových variací tíhového zrychlení na stanicích má značný význam při zkoumání globálních změn klimatu. Jakákoliv změna v přesunu hmot je zachycena měřením a z časových řad patrná. Dále je na odbornících, aby dané fenomény správně interpretovali a uvedli do souvislostí. Nicméně vždy vede ke zvýšení znalostí o daném jevu.

Zdroje časových variací (geofyzikální příčiny) lze rozdělit do několika kategorií (Boy, Hinderer, 2005):

- zemské a oceánské slapy,
- atmosferický tlak,
- pohyb pólu,
- přístrojové vlivy.

Sezónními variacemi tíhového zrychlení se zabývá článek (Boy, Hinderer, 2005).

Porovnáním dat ze stanic se supravodivými gravimetry a družicové mise GRACE se zabývá (Crossley, 2009). Uvádí mimo jiné, že amplituda signálu z výpočtu pomocí modelu GLDAS je vyšší než amplituda signálu měřeného gravimetrem.

Obsáhlou prací je (Virtanen, 2006), který komentuje podstatný vliv sněhové pokrývky na stanici Metsähovi. Dále porovnává lokální vliv podzemní vody a regionální zatěžovací účinek.

Výsledné časové řady měření supravodivým gravimetrem jsou silně ovlivněny atmosferickými hmotami. Díky tomu, že je supravodivý gravimetr integrální senzor, sčítají se všechny tíhové účinky (lokální, regionální i globální) na daném místě do jediného výstupu. Úkolem zpracování observací je separovat z tohoto výstupu ty vlivy, které se neřadí k tíhovému poli Země a způsobují pouze anomální variace. V současné době se korekce těchto jevů provádí dvěma způsoby, které můžeme rozdělit podle principu na fyzikální a statistické (regresní) metody.

Fyzikální metody počítají tíhový účinek atmosferických hmot v daném místě a to buď použitím Greenových funkcí, modelů atmosféry a prostorově rozložených dat atmosferického tlaku. Oproti tomu statistické metody využívají regresní analýzu a moderní způsoby zpracování signálu tíhových residuí a lokálně měřeného signálu

atmosferického tlaku bez znalosti fyzikálního fenoménu (Kroner, Jentzsch, 1999).

Statistické metody

Nejjednodušším přístupem při redukci vlivu atmosféry ze signálu změn tíhového zrychlení je použití konstantního regresního koeficientu v časové oblasti. Při zpracování obou signálů ve frekvenční oblasti se použije přenosová funkce.

Z hlediska dynamického chování fyzikálního lze systém atmosferický tlak – tíhové zrychlení popsat jako systém s jedním vstupem a jedním výstupem (Single-Input Single-Output System), kde vstupem je signál atmosferického tlaku a výstupem změny tíhového zrychlení (Bendat, Piersol, 2010). V časové doméně (oblasti) lze napsat rovnici libovolného lineárního systému jako

$$y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau)x(t - \tau)d\tau \quad 2.11$$

kde $x(t)$ je vstupní signál, $y(t)$ je výstupní signál a $h(\tau)$ je váhová funkce (impulsní odezvovalá funkce, impulse response function). Po převedení signálů do frekvenční domény pomocí rychlé Fourierovy transformace (FFT) dostaneme rovnici

$$Y(f) = H(f)X(f), \quad 2.12$$

kde $X(f)$ je výsledek Fourierovy transformace vstupního signálu $x(t)$, $Y(f)$ je výsledek Fourierovy transformace výstupního signálu $y(t)$ a $H(f)$ je přenosová funkce (transfer function, frequency response function).

Fyzikální metody

Předchozí přístupy ke korekcím atmosferických tíhových účinků vyžadovaly současné měření tlaku a relativního tíhového zrychlení. Obě veličiny jsou jednorozměrné a vystihují situaci pouze v daném místě pozorování. Pokud chceme atmosferický tlak vyjádřit ve dvourozměrném nebo trojrozměrném prostoru, musíme mít k dispozici měření na více místech, popř. měření ještě dalších meteorologických veličin (např. teplota nebo vlhkost). Z těchto veličin lze určit prostorové rozdělení hustoty atmosferických hmot. Na základě hustoty lze potom definovat tíhový potenciál vyvolaný elementem hmoty. Integrováním přes celý povrch dostaneme hodnotu potenciálu, resp. jeho derivace a změnu tíhového zrychlení (Boy, Hinderer, 2006).

Německý spolkový úřad pro kartografii a geodézii (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie – BKG) provozuje službu Atmacs (Atmospheric Attraction Computation Service) pro výpočet atmosferických tíhových účinků, jejíž popis a výsledky jsou dostupné na webu. Služba automatizovaně počítá přímé tíhové variace z lokálních, regionálních a globálních modelů. K využití této služby se mohou přihlásit libovolná centra dynamiky Země, v současné době je do ní zapojeno několik stanic, včetně Geodetické observatoře Pecný se svým gravimetrem.

Služba Atmacs využívá pro výpočet tíhových účinků meteorologické numerické modely Německé služby pro počasí (Deutscher Wetterdienst – DWD). Ta spravuje regionální model COSMO-EU a globální model GME. Regionální model COSMO-EU pokrývá celou Evropu. Tvoří ho bodová mřížka o 436 905 bodech se vzdáleností 7 km a zasahuje do výšky 23,6 km ve 40 různě tlustých vrstvách. Použitými meteorologickými veličinami jsou povrchový atmosferický tlak, teplota a relativní vlhkost v každé vrstvě, geometrická výška. Zpracování probíhá v 6hodinovém časovém intervalu (BKG, online).

Globální hydrostatický model GME je tvořen 655 362 bodů průměrně vzdálených 30 km, 60 vrstev definovaných pomocí hladin tlaku. Výšky jsou dány hladinovými plochami a model zasahuje do výšky 36 km (Klügel, Wziontek, 2009 a BKG, online).

2.4.3 Měření astronomických tížnicových odchylek

V rámci výzkumných aktivit Ústavu geodézie VUT v Brně byl vyvinut Mobilní Automatizovaný Astronomický Systém první generace (MAAS-1) pro měření astrogeodetických tížnicových odchylek. Základem tohoto zařízení je robotizovaná totální stanice s připojenou kamerou v okuláru a řídicí počítač, na kterém běží obslužný program. Kamera s vysokou citlivostí umožňuje pořizovat noční snímky hvězd, které jsou časově referencovány pomocí GPS. Principem určení astronomických souřadnic je metoda párů stejné výšky (Machotka, 2013).



Obr. 8 MAAS-1 na piliři terasy Ústavu geodézie VUT v Brně

Páry hvězd vhodné pro observaci jsou vyhledávány pomocí kritérií, které stanovují, že hvězdy daného páru musí mít opačný azimut s tolerancí 10° a stejný zenitový úhel, přičemž jsou vybírány šířkové páry v rozsahu 15° od meridiánu a délkové páry v rozsahu 10°

od prvního vertiálu. Zenitový úhel musí být v rozsahu 20-35 °. Na každém bodě se měří kombinace 4 párů šířkových a 4 párů délkových. Obvyklá doba observace na jednom bodě je 45 minut.

Výhodou zařízení MAAS-1 je jeho mobilita a možnost polního měření. Dvoučlenná obsluha je schopná jej provozovat i v horském prostředí, napájení zajišťují baterie a řízení programu odolný notebook (viz Obr. 9). Během jasné noci je možné observovat na 4-5 bodech. Tížnicové odchylky určené systémem MAAS-1 dosahují podle (Machotka, 2013) vnější přesnosti 0,2-0,3 ". Systém byl využit pro určení tížnicových odchylek v experimentálních sítích v Brně a při ověřovacích měřeních na bodech Geodetické observatoře Pecný.



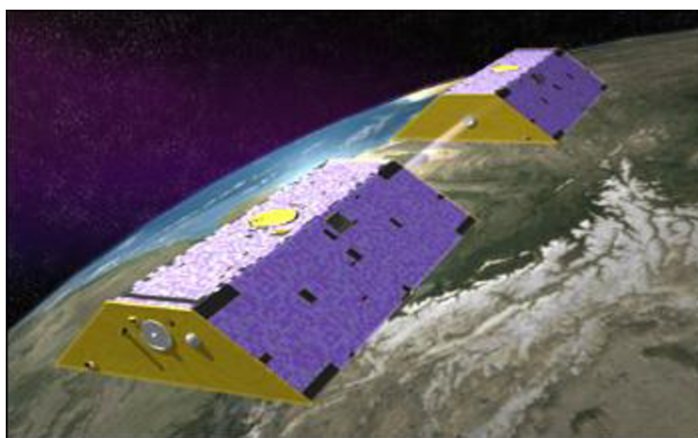
Obr. 9 kompletní systém MAAS-1 během přípravy observace

2.5 Technologie družicových tíhových měření

S rozvojem vesmírných programů a umělých družic vznikl sektor kosmické geodézie, který se zabývá zkoumáním geofyzikálních a geodynamických jevů z vesmíru. Již v době vypuštění první družice na oběžnou dráhu byl zahájen výzkum sledování poruchového potenciálu na základě deformací drah družic. Později byly vytvořeny družice specializované na sledování tíhového pole Země a jeho změny v čase. Vesmírných programů s tímto účelem bylo mnoho, v této práci autor uvádí pouze ty, které se aktuálně nejvíce uvádějí v literatuře a se kterými autor pracoval. Jedná se o vesmírnou misi GRACE americké NASA a evropský projekt GOCE.

2.5.1 Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE)

Mise GRACE vznikla pod zastřešujícím programem Earth System Science Pathfinder (ESSP) amerického Národního úřadu pro letectví a kosmonautiku (orig. National Aeronautics and Space Administration – NASA). Program začal v květnu 1997 a v březnu 2002 došlo k vypuštění páru družic do vesmíru. Životnost mise byla navržena na dobu pěti let, avšak družice jsou v provozu doposud.



Obr. 10 ilustrace družic GRACE (NASA)

Cílem mise GRACE je detailně mapovat zemské tíhové pole. K tomu účely byl navržen specifický pár identických družic (viz Obr. 10), které se pohybují po polární dráze 500 km nad povrchem Země ve vzájemné vzdálenosti cca 220 km. Sledovanou veličinou je právě vzájemná vzdálenost měnící se vlivem anomálního (poruchového) tíhového potenciálu. Při pohybu přední družice „z kopce“, resp. „do kopce“ se vzájemná vzdálenost od zadní družice prodlužuje, resp. zkracuje. Vzdálenost je měřena pomocí GPS a mikrovlnného dálkoměru (NASA, 2002).

Kvůli předpokládanému opotřebením antény zadní družice byl naplánován manévr, při kterém si družice měly vyměnit pozice. Tento manévr byl plánován zhruba v polovině navrhované doby životnosti a po detailnější analýze bylo stanoveno přesné datum manévru (konkrétně momentu tzv. closest approach) na 10. prosince 2005.

Následně od prosince 2010 bylo zavedeno opatření, které šetří již opotřebované baterie tak, že družice sbírají data pouze tehdy, když nejsou v zatmění vůči Slunci a jsou tedy solárně napájeny.

Data z mise GRACE jsou dostupná zhruba v měsíčním intervalu a ve dvou stupních (levels). Level-1B jsou pomocná data týkající se vzdálenosti, zrychlení, výšky a podpůrných veličin. Zpracovatelem dat Level-1B je pouze Jet Propulsion Laboratory (JPL, NASA). Level-2 jsou produkty týkající se měsíčních odhadů koeficientů tíhového potenciálu a tato data zpracovává GeoForschungsZentrum Potsdam, JPL NASA a Center for Space Research, University of Texas, Austin. Data jsou dostupná v portálu ISDC provozovaného GFZ Potsdam (NASA, 2002).



Obr. 11 dvojice družic GRACE při vývoji (NASA)

2.5.2 Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer (GOCE)

V návaznosti na projekt GRACE byl v rámci aktivit Evropské kosmické agentury (ESA) realizován projekt GOCE. Kosmický segment se skládal z jedné družice. Vesmírná mise trvala od 17. března 2009 do 11. listopadu 2013, tedy necelých 5 let, přičemž navrhovaná životnost byla 20 měsíců.



Obr. 12 družice GOCE (ESA)

Družice byla dlouhá zhruba 5 metrů a měla šípovitý tvar a pohybovala se po polární oběžné dráze 250 km nad povrchem Země. Družice byla vybavena gradiometrem, tedy zařízením měřícím vertikální gradient tíhového zrychlení. Stavba družice musela splnit několik kritérií:

- co nejmenší příčný průřez ve směru kolmém na pohyb družice 1,1 m²,
- vnější materiály pláště odolávající teplotám od -170 °C do +160 °C,

- temperace gradiometru s přesností několika milikelvinů
(v samostatném odděleném prostoru s vlastním řízením teploty).

Palivo družici došlo 21. října 2013 a o tři týdny později 11. listopadu 2013 zanikla v atmosféře (viz Obr. 13).



Obr. 13 poslední okamžik družice GOCE zachycený ve 21.20 na Falklandech (ESA, copyright Bill Chater)

Podobně jako data z mise GRACE i data GOCE jsou zpracována v několika stupních. Level-0 jsou surová měření týkající se telemetrie, Level-1A jsou kalibrační soubory v podobě časových řad, Level-1B jsou opravené a kalibrované časové řady měření tíhového gradientu a data týkající se dráhy družice. Level-2 jsou data reprezentující tíhový potenciál, převýšení geoidu a tíhové anomálie včetně nejistot těchto veličin. Podle (Balmino et al, 2002) je také zavedena struktura názvů souborů, které odpovídají jednotlivým stupňům, např. GO-2-EGM je název souboru globálního modelu tíhového potenciálu. Více lze nalézt v (Balmino et al., 2002).

3 Materiál a data

V současné informační a globálně propojené společnosti se vcelku pochopitelně využívá moderních informačních technologií i na poli vědeckém. Přínosem technologií internetu je možnost sdílet data, výsledky, analýzy, publikace a vůbec veškerý obsah vědeckého bádání, který je díky tomu dostupný široké vědecké komunitě a umožňuje odbornou diskuzi. Na těchto principech vznikla řada iniciativ a projektů, například sociální síť pro vědeckou komunitu ResearchGate (www.researchgate.net). Vzhledem k jisté otevřenosti a přijímání dobrých nápadů se tento trend projevil i v sektoru věd o Zemi. Díky tomu jsou nebývale dostupná data jak z pozemních stanic (GNSS, staniční gravimetry apod.), tak z družicových kampaní (např. GRACE, GOCE apod.).

V předchozích kapitolách byly popsány soudobé technologie sběru zdrojových dat pro modelování globálního tíhového potenciálu včetně poruchového potenciálu. Data z těchto kampaní jsou běžně dostupná pro širokou odbornou veřejnost. V této kapitole autor blíže popisuje existující konkrétní globální modely tíhového potenciálu, jejich charakteristiky a potenciál pro kombinaci s terestricky měřenými observacemi. Zároveň jsou zde uvedeny možnosti obstarání dat z jednotlivých misí. Současně jsou zde uvedeny i publikace zabývající se související problematikou.

3.1.1 Informační systém ISDC

Jednou z možností zdroje dat je Information System and Data Center (ISDC) ve správě německého výzkumného centra GeoForschungZentrum (GFZ) v Postupimi. ISDC je webový portál, který umožňuje přístup k různorodým datům ze sektoru geovědních disciplín. Kromě vlastních dat poskytuje i metadata, vědeckou dokumentaci a softwarové nástroje (více na <http://isdc.gfz-potsdam.de/>).



Obr. 14 web portálu ISDC

3.1.2 Global Geodynamics Project (GGP)

GGP je dlouhodobá iniciativa s cílem vytvořit celosvětovou síť stanic supravodivých gravimetrů na jednotlivých observatořích a zapojit je do společného projektu. GGP začal fungovat v červenci 1997. Nyní (červen 2016) je do něj zapojeno cca 25 stanic, přičemž počty se průběžně mění. Proměnlivá je i kvalita dat z jednotlivých stanic, kdy u některých jsou k dispozici i přidružená data z meteočidel, ale u některých stanic tato data chybí. Dále je třeba říct, že jednotlivé stanice se od sebe liší i tím, kde se nachází gravimetr vůči terénnímu reliéfu. Například nám známá stanice Pecný (označená jako PE) má gravimetr umístěný cca 2 m pod povrchem. Autor měl možnost navštívit také stanici Walferdange (Lucembursko), která se nachází v bývalém křídovcovém dole cca 80 m pod povrchem. Tato skutečnost ovlivňuje i chování tíhového signálu vůči půdní vlhkosti a hladině podzemní vody, proto je nutné provádět pro každou stanici individuální řešení (Crossley, 2009).



Obr. 15 vstupní chodba ke stanici ve Walferdange

3.2 Globální modely tíhového pole

Globální modely geopotenciálu definují tvar i rozměr tíhového potenciálu dle sady Stokesových koeficientů s určitým prostorovým rozlišením. Pro libovolné místo lze tedy spočítat jak hodnotu tíhového potenciálu, tak jeho odvozené veličiny – tíhové zrychlení, gradienty ve směru souřadnic x , y , tíhové anomálie, tíhové poruchy, výšky geoidu, výškové anomálie, tížnicové odchylky apod.

Například (Jekeli, 1999) popisuje analýzu tížnicových odchylek vypočtených z globálního modelu geopotenciálu EGM96.

Globální model geopotenciálu může vstupovat i do výpočtu gravimetrického kvazigeoidu metodou remove-(compute)-restore, kdy globální model odstraňuje dlouhohlenné komponenty z tíhových anomálií, a krátkohlenné komponenty jsou odstraněny pomocí reziduální topografie (Amos, 2007).

Podle (Losch, Seuffer, 2003) lze spočítat undulace geoidu s uvažováním vlivu korekce slapových systémů.

Podobně (Barthelmes, 2013) uvádí postup výpočtu odvozených veličin z koeficientů kulových harmonických funkcí a zároveň popisuje rozdíly mezi výškou geoidu a výškovou anomálií, respektive tíhovou anomálií a tíhovou poruchou.

3.2.1 Existující globální modely tíhového potenciálu

Globální modely tíhového potenciálu představují realizaci lépe či hůře popisující tíhové pole Země. Těchto realizací existuje několik (autor zde nebude uvádět všechny) a liší se zdrojem dat, prostorovým rozlišením a metodou určení.

3.2.2 Produkty GRACE

Observace mise GRACE jsou zpracovávány třemi centry – Center for Space Research (CSR) na Univerzitě v Texasu, GeoForschungZentrum (GFZ) v Postupimi a Jet Propulsion Laboratory (JPL) NASA. Jak bylo uvedeno dříve, produkty jsou rozděleny do několika kategorií. Finální globální model středního (mean) tíhového potenciálu je v kategorii Level-2 označený jako GRACE Gravity Model 03 (GGM03) a byl v této třetí verzi publikován v roce 2008. Kategorie Level-2 dále obsahuje i koeficienty neslapového atmosférického potenciálu (non-tidal atmosphere coefficients). Soubory s těmito koeficienty jsou v názvu označeny zkratkou GAA (viz Obr. 16). Dále jsou k dispozici koeficienty potenciálu generovaného oceánskými přesuny hmot (GAB) a kombinace obou výše uvedených označená jako GAC.

Krátkoperiodické variace způsobené hmotami v atmosféře a oceánu jsou modelovány na základě dat Evropského centra pro střednědobou předpověď (ECMWF). Principem modelování je vertikální integrace (VI), kdy je brán v potaz celý objem atmosféry, nejen atmosferický tlak při zemském povrchu. Tímto způsobem vzniká produkt AOD (Atmosphere and Ocean Dealiasing) v kategorii Level-1b (Flechtner et al, 2008).

```

FIRST GAA-2_2008001-2008031_0031_EIGEN_G---_0005 SHM      GFZ POTSDAM 20120314
CMNNT non-tidal atmosphere geopotential coefficients averaged over certain time period
EARTH 0.3986004415E+15 0.6378136460E+07
SHM      100 100 0.00 fully normalized not applicable
GRCOF2  0  0 -0.221435734452E-09 0.000000000000E+00 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  1  0 0.171147085333E-09 0.000000000000E+00 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  1  1 0.541504747631E-10 0.108326533984E-09 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  2  0 0.531517669121E-11 0.000000000000E+00 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  2  1 0.592087116543E-10 0.140424973431E-09 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  2  2 -0.574486242586E-10 0.607843580802E-10 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  3  0 -0.161339176890E-09 0.000000000000E+00 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  3  1 0.153682105665E-10 0.101194459404E-09 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  3  2 -0.381098162125E-10 0.132117932069E-11 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  3  3 0.305426980130E-10 -0.314845303629E-10 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  4  0 -0.599300418681E-10 0.000000000000E+00 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  4  1 -0.246066474468E-10 0.143273992770E-10 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  4  2 -0.348640478935E-10 0.641825500094E-11 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  4  3 0.108732361514E-10 0.491749632732E-10 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  4  4 0.112277439661E-10 0.101258310437E-10 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  5  0 0.168675894611E-10 0.000000000000E+00 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  5  1 -0.345008077219E-10 0.336664978130E-10 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  5  2 -0.476465404931E-10 0.379160503952E-10 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  5  3 0.175841574581E-11 -0.184771717213E-10 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  5  4 -0.337949150777E-10 0.102188405416E-10 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  5  5 0.683087600789E-11 -0.713577812436E-11 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  6  0 0.946713066210E-11 0.000000000000E+00 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  6  1 -0.465990429776E-10 0.349705133489E-11 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  6  2 -0.425753809944E-10 0.171094912143E-10 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  6  3 -0.568648080857E-11 -0.713745371323E-12 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  6  4 0.386730877849E-11 0.213815626895E-10 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  6  5 0.189848336843E-11 -0.346023155358E-10 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
GRCOF2  6  6 0.457710140738E-11 0.528326019688E-11 0.0000E+00 0.0000E+00 20080101.0000 20080201.0000
    
```

Obr. 16 ukázka datového souboru modelu GAA

3.2.3 Produkty GOCE

V rámci projektu GOCE existuje několik produktů reprezentujících globální model geopotenciálu. Finální soubor koeficientů je označen jako EGM_GOC_2 a kromě hodnot koeficientů obsahuje i odhady charakteristik přesnosti. Existuje i několik realizací od různých autorů. Jejich výčet lze dohledat např. na (GFZ, online).

Jak popisuje (Yildiz, 2011), globální model geopotenciálu z dat GOCE může dávat lepší výsledky v regionálním rozsahu než EGM2008. Pro výpočet výšek kvazigeoidu používá kolokaci nejmenších čtverců (least-square collocation – LSC) s odstraněním dlouhovlnného efektu pomocí EGM2008 a krátkovlnného pomocí lokální topografie přímo z vertikálního gradientu poruchového potenciálu T_{ZZ} . Uvádí, že výsledná přesnost tíhových anomálií, respektive výšek kvazigeoidu dosahuje hodnot 11 mGal, resp. 18 cm.

(El Brirchi, El Azzab, 2011) popisuje výpočet kvazigeoidu (na území Maroka) metodou remove-restore s využitím globálního tíhového modelu GOCE a porovnáním s GPS-nivelací.

(Voigt et al., 2010) ve svém článku popisuje využití globálního modelu geopotenciálu pro výpočty na území Německa a porovnání s pozemními daty – s tíhovými anomáliemi, s gravimetrickým kvazigeoidem a s astrogeodetickými tížnicovými odchylkami. Uvádí dosažené odchylky 2,6 mGal a 7 cm.

(Wang, 2011) ve své práci porovnává jednotlivá řešení modelů GOCE (direct, time-wise, space-wise) s EGM2008 a v závislosti na použitém stupni a řádu modelu. Největších odchylek dosahuje time-wise řešení (až 47 cm), přičemž největší odchylky jsou v polárních oblastech.

3.2.4 EGM2008

Největší prostorové rozlišení má v současnosti globální model EGM2008 (Pavlis et al., 2012) a to v souvislosti s největším stupněm a řádem 2159 (rozšířené na stupeň 2190) rozvoje sady Stokesových koeficientů. Převodem na rozlišení na povrchu Země jednoduchým převodem dostaneme

$$r_{sever-jih} = \frac{180^\circ}{2190} = 0,08^\circ \cong 9 \text{ km} \quad 3.1$$

Jak uvádí (Pavlis et al., 2012) model vznikl kombinací globálního modelu ITG-GRACE03S a sady observací pozemní a letecké gravimetrie a altimetrie. Shoda s nezávislými veličinami na územích s kvalitními zdrojovými daty v případě převýšení geoidu dosahuje 5-10 cm (GPS-nivelace) a v případě tížnicových odchylek 1,1-1,3 vteřiny.

3.2.5 GGOS

Mezinárodní geodetické asociace (IAG) spravuje zastřešující systém observací Země pod názvem Global Geodetic Observing System (GGOS). Systém v sobě zahrnuje infrastrukturu pro sledování Země a výzkum globálních změn. Hlavním tématem je „Global deformation and mass exchange processes in the System Earth“, tedy globální deformace a procesy přesunů hmot. Cílem je shromažďovat data a informace o Zemi a snižovat dopady přírodních katastrof. GGOS Atmosphere je projekt Technické univerzity ve Vídni, který se zabýval zkoumáním vlivu atmosféry na různé geodetické observace. Z hlediska GNSS měření bylo zkoumáno např. troposférické zpoždění. Podobně zatížení vlivem atmosféry činí až jeden centimetr, což je vliv, který již nelze zanedbat (IAG, online).

Výsledky družicových observací musí být opraveny o vliv dynamických dějů v atmosféře, které způsobují změny v rychlosti rotace Země (pohyb pólu, délka dne apod.).

Cílem projektu bylo vytvořit homogenní a konzistentní model pro odhady následujících veličin (uvedeny v originálním jazyce):

- atmosphere angular momentum (atmosferický moment hybnosti),
- atmosphere delays (atmosférická zpoždění),
- gravity field coefficients for the atmosphere (koeficienty tíhového potenciálu atmosféry),
- atmosphere loading corrections (zatěžovací korekce atmosféry).

Model těchto veličin je postaven na datových sadách Evropského centra pro střednědobou předpověď počasí (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF) a na hodnotách meteorologických veličin teplota, vlhkost, tlak a rychlost větru. Výsledky výpočtů jsou dostupné pro celou historii vesmírných geodetických observací pod hlavičkou Zvláštní komise pro atmosféru jako součást Global Geophysical Fluid Center Mezinárodní služby rotace Země a

referenčních systémů (International Earth Rotation and Reference Systems Service – IERS) (IAG, online).

V (Karbon et al., 2011) je popsán způsob určení Stokesových koeficientů pro „Atmospheric Gravity field Coefficients (AGC)“ a dále v závěru uvádí, že struktura atmosféry nemůže být zanedbána pro dosažení přesnosti na úrovni modelů GRACE a dalších. Nepřímý (zatěžovací) efekt nemůže být dle článku zanedbán minimálně pro vlnové délky větší než 2000 km.

Datové sady AGC jsou počítány s 6hodinovým krokem do datových souborů vždy pro jeden den. Podle verze výpočtu může být maximální stupeň/řád koeficientů 50 nebo 100. Struktura datového souboru je patrná z Obr. 17.

```
PRODUCER AGENCY          : TU Vienna
PRODUCER INSTITUTION     : TU Vienna
FILE FORMAT               : ASCII
NUMBER OF HEADER RECORDS : 25
SOFTWARE VERSION         : AGC_ps_v002
REFERENCE DOCUMENTATION  : none
DATE                     : 2012-01-01
NUMBER OF DATA RECORDS  : 20604
PRODUCT CREATE START TIME : 2013-08-08 14:54:17
PRODUCT CREATE END TIME   : 2013-08-08 18:01:58
FILESIZE (BYTES)         : 1402176
FILENAME                  : 20120101_ps_v002.agc
PRESSURE TYPE (Ps OR VI) : ps
MAXIMUM DEGREE           : 100
INDIRECT EFFECT (k) INCLUDED : YES
ATM. TIDE CORRECTION (S1+S2) : YES
OCEAN CORRECTION         : NO
COEFFICIENT ERRORS (YES/NO) : NO
COEFF. NORMALIZED (YES/NO) : YES
CONSTANT GM [m^3/s^2]    : 3986004.418*10^8
CONSTANT M [kg]          : 5.9733328*10^24
CONSTANT A [m]           : 6378137
CONSTANT g [m/s^2]       : 4
NUMBER OF DATA SETS     : ---
DATA FORMAT               : N,M,C,S
END OF HEADER
COEFFICIENTS FOR 2012-01-01-00
+0          +0          -2.19130261E-10          +0
+1          +0          +2.56714339E-10          +0
+1          +1          +1.09089846E-10          +1.91706114E-10
+2          +0          -1.24988304E-10          +0
+2          +1          +3.56225114E-11          +1.1785467E-10
+2          +2          -2.65279511E-10          +8.31686496E-11
+3          +0          -2.57243001E-10          +0
+3          +1          -2.48054916E-10          +1.34150874E-10
+3          +2          -1.17062666E-10          +8.32360841E-12
+3          +3          -7.26464861E-12          -1.44025753E-10
+4          +0          -3.73345544E-11          +0
+4          +1          -1.05655001E-10          +3.02912538E-11
+4          +2          -1.42663522E-10          -1.15486562E-10
+4          +3          -3.40013582E-11          +7.72409785E-11
+4          +4          +1.35057267E-12          -1.27468705E-11
+5          +0          -1.6032544E-11          +0
+5          +1          -1.17707819E-10          +8.73283016E-11
+5          +2          -7.74912449E-11          +7.42531587E-11
+5          +3          +1.32637674E-12          -2.56613522E-11
+5          +4          -6.6183276E-12          -2.20362858E-11
+5          +5          -1.02191079E-11          +2.34390246E-11
```

Obr. 17 ukázka datového souboru GGOS AGC

3.3 Regionální a globální modely topografie

V této kapitole autor popisuje regionální (národní pro území Česka) a globální modely topografie, které byly využity při výpočetních pracích.

Ve většině geodetických úloh týkajících se gravimetrických dat se objevuje topografie. V současné době existuje pro území Česka národní (regionální) model terénního reliéfu DMR 4. generace (připravuje se 5. generace) poskytovaný Českým úřadem zeměměřickým a katastrálním (ČÚZK). Existuje také několik globálních modelů, např. model Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) nebo Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010).

Jak bylo uvedeno výše, většina geodetických úloh se neobejde bez topografie. Pro výpočet lokálního kvazigeoidu metodou remove-restore jsou v prvním kroku odstraněny dlouhovlnné efekty pomocí globálního modelu geopotenciálu a ve druhém kroku krátkovlnné efekty pomocí lokální topografie.

Tento postup uvádí např. (El Brirchi, El Azzab, 2011) nebo (Yildiz, 2011). Přímo vlivem topografie na měřené tížnicové odchylky se zabývá (Hirt, Flury, 2008).

Článek (Hirt, 2012) popisuje syntézu vysokostupňového geopotenciálního modelu s přihlédnutím k vlivu reziduální topografie.

Podobně práce (Amos, 2007) obsahuje jednu celou kapitolu popisující topografické korekce při výpočtu gravimetrického kvazigeoidu Nového Zélandu.

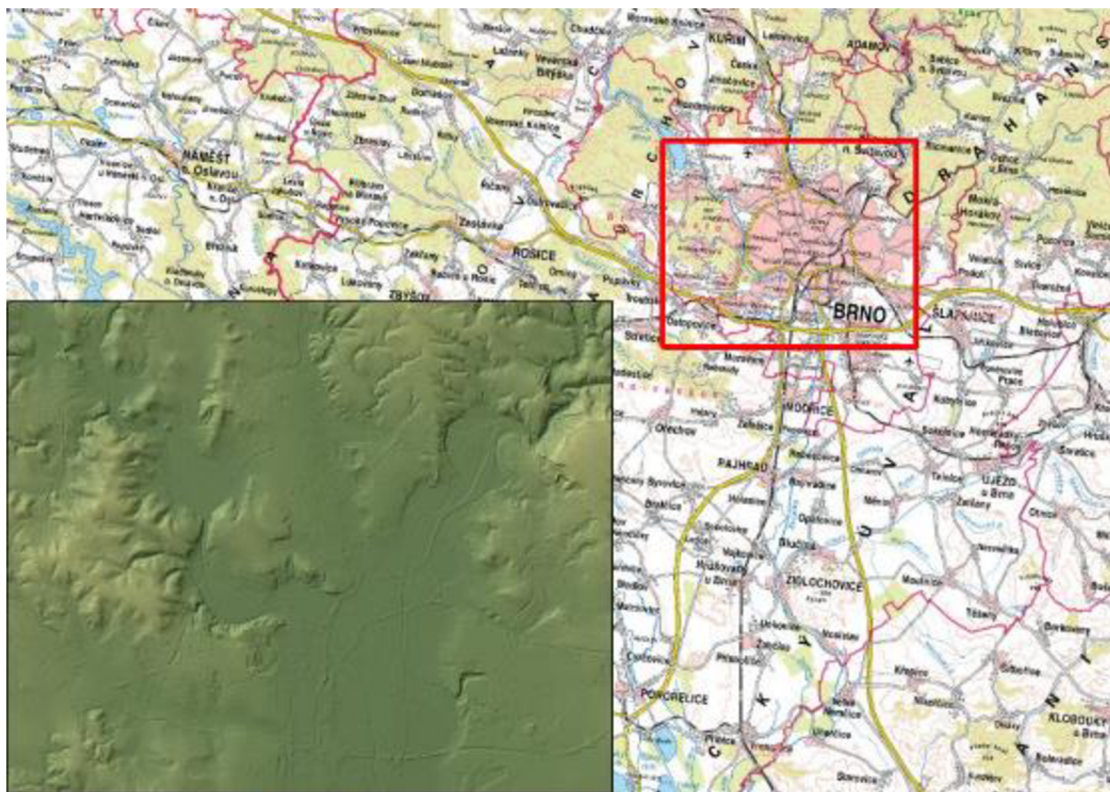
3.3.1 DMR4G

Digitální model reliéfu České republiky 4. generace (DMR 4G) poskytuje Český úřad zeměměřický a katastrální (ČÚZK). Pokrývá území celého Česka. Model vznikl z dat laserového leteckého skenování z let 2009 až 2013. Uváděná výšková přesnost je v odkrytém území 0,3 m a v zalesněném terénu 1 m (ČÚZK, GEOPORTÁL).

Data lze zakoupit v eshopu geoportálu nebo je lze v omezeném rozsahu vytěžovat v prostředí ArcGIS přes ArcGIS for Server ve správě ČÚZK.

V současnosti je připravována 5. generace, která opět vznikla z leteckého skenování a pro kterou je uváděna přesnost 0,18 m v odkrytém terénu a 0,3 m v zalesněném území (ČÚZK, GEOPORTÁL).

V porovnání z předchozí generací DMR vzniklého digitalizací vrstevnic map 1:10 000 jde o signifikantní zvýšení zachyceného detailu terénního reliéfu (viz Obr. 18) a zvýšení výškové přesnosti. Pro některé výpočetní úlohy, které vyžadují rozsah větší než 100 kilometrů, je vzhledem k velikosti území Česka nutné rozšířit model o data i z okolních států. K tomu lze s výhodou využít globální modely topografie, které jsou popsány dále.



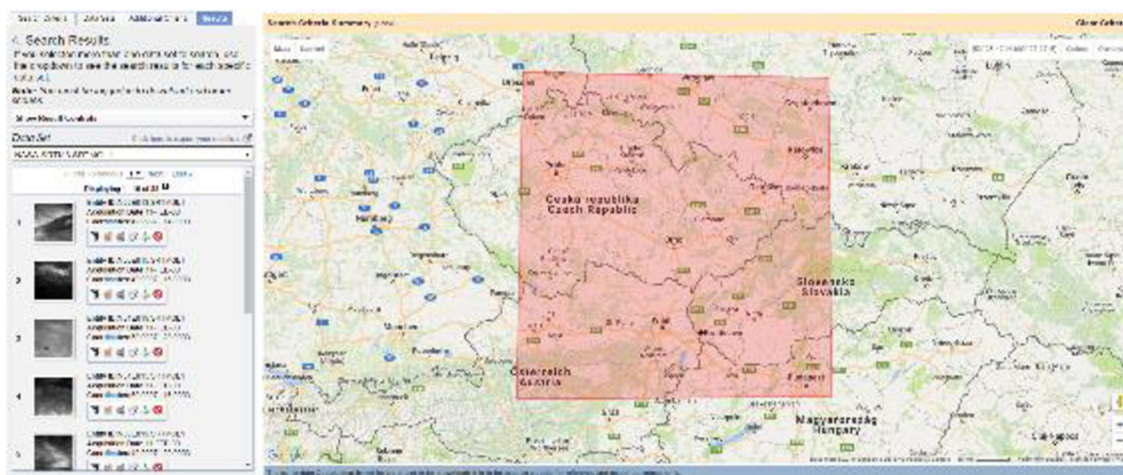
Obr. 18 ukázka modelu DMR 4G na území Brna (patrně těleso dálnice)

3.3.2 SRTM

Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) byl společný projekt NASA, německé a italské vesmírné agentury a NGA (National Geospatial-Intelligence Agency). Byl řízen JPL (NASA) v Pasadeně v Kalifornii.

Sběr dat SRTM byl proveden v únoru 2000 pomocí raketoplánu Endeavour, který v rámci 11denní mise sbíral topografická data pomocí radaru (pracujícím v pásmu C) v rozsahu zeměpisné šířky -56° až $+60^{\circ}$. Globální topografický model s rozlišením 90 metrů byl publikován v roce 2003, zatímco model s 30metrovým rozlišením v roce 2014. Výšky modelu SRTM jsou vztaženy ke globálnímu geopotenciálnímu modelu EGM96 (NASA, web).

Data jsou dostupná ke stažení v portálu Earth Explorer (NASA). Po zadání územního rozsahu a zadání typu produktů jsou k dispozici dlaždice o rozměru 1° ve směru šířky a 2° ve směru délky ve formátu GeoTIFF (viz Obr. 19).



Obr. 19 zadání územního rozsahu modelu SRTM v portálu Earth Explorer

3.3.3 GMTED2010

Globální model GMTED2010 vznikl spoluprací USGS a NGA. Výsledkem je detailní globální model dostupný ve třech stupních rozlišení: 30, 15 a 7,5 vteřiny. Jednotlivé vrstvy obsahují několik výškových charakteristik vzniklých výpočetním algoritmem – minimum, maximum, medián, střední hodnotu a směrodatnou odchylku. Globální výšková přesnost modelu na základě hodnot na kontrolních bodech 6 metrů. Celková přesnost rastru s 7,5vteřinovým rozlišením je 26-30 metrů (USGS, web).

3.3.4 Globální model klimatologických dat

Jedním z významných produktů NASA je i Global Land Data Assimilation System (GLDAS) a je zdrojem dlouhodobých informací o meteorologických a klimatických veličinách v globálním rozsahu.

Cílem systému GLDAS je vytvořit globální datovou vrstvu integrovanou z družicových a pozemních měření a rozšířenou na celý zemský povrch pomocí pokročilých technik modelování povrchu (Rui, Beaudoin, 2015).

Tab. 1 charakteristika GLDAS-2

| Datový formát | NetCDF |
|------------------------|--|
| Rozsah zeměpisné šířky | -60 až 90 ° |
| Rozsah zeměpisné délky | -180 až 180 ° |
| Rozlišení | 1,0 ° a 0,25 ° |
| Časové rozlišení | 3hodinové a měsíční |
| Časové pokrytí | GLDAS-2.0: 1. 1948 do 31. 12. 2012 |
| | GLDAS-2.1: 1. 3. 2001 až nyní pro 1,0 ° 24. 2. 2000 až nyní pro 0,25 ° |

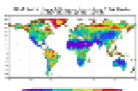
Výhodou tohoto modelu je to, že pokrývá jak časově tak územně globální rozsah. S přihlédnutím k přesnosti dat je možné jej využít pro určení dlouhodobé charakteristiky konkrétní lokality nebo její časové proměnlivosti. Zároveň umožňuje vidět souvislosti v rozsahu širším, než umožňují časové řady diskretních bodů meteorologických stanic. Více informací najde čtenář např. v původním článku (Rodell et al., 2004).

Využitím globálních modelů pro výpočet vlivu na tíhová měření se zabývají například (Boy, Hinderer, 2005). Z výsledků konstatují, že lze (na většině stanic supravodivých gravimetrů) dosáhnout shody tíhových reziduí a globálního modelu na úrovni 1 μGal .

Dále se touto problematikou zabývá článek (Neumeyer et al., 2008), kde autoři porovnávají observace z pěti stanic se supravodivým gravimetrem (SG) s časovými řady generovanými z dat GRACE a globálního hydrologického modelu WGHM. Autoři uvádí korelační koeficienty dat SG s globálním modelem, které se liší vlivem závislosti stanice na hladině podzemní vody (jak uvádí také Boy, Hinderer, 2005).

Konkrétně využitím modelu GLDAS pro výpočet vlivu podzemní vody se zabývá (Crossley, 2009). Podobně jako výše zmíněná publikace uvádí silný vliv polohy staničního gravimetru vůči okolnímu terénnímu reliéfu. Dále popisuje sezónní variace na evropských a asijských stanicích.

GLDAS_NOAH025SUBP_3H: GLDAS Noah Land Surface Model L4.3 Hourly 0.25 x 0.25 degree Subsampled V001



The data set contains a series of land surface parameters simulated from the Noah 2.7.1 model in the Global Land Data Assimilation System (GLDAS). The data are in 0.25 degree resolution and range from 2000 to the present. The temporal resolution is 3-hour.

The simulation was forced by combination of NCEP/NCAR atmospheric analysis fields, spatially and temporally disaggregated NOAA Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP) fields, and observation based datasets: shortwave and longwave radiation fields derived using the method of the Air Force Weather Agency's AGRS (Global Meteorological modeling system (AGRMCT)).

The simulation was initialized on 1 January 1979 using soil moisture and other state fields from a GLDAS Noah model simulation for the bulk of the past.

WGRIB or other GRIB reader [More](#)

Data Access

- [Online Archive](#)
- [Search](#)
- [Simple Search Wizard](#)
- [Web Services](#)

[Product Summary](#) [Data Citation](#) [Documentation](#)

| | |
|--------------------|--|
| Shortname: | GLDAS_NOAH025SUBP_3H |
| Longname: | GLDAS Noah Land Surface Model L4.3 Hourly 0.25 x 0.25 degree Subsampled V001 |
| DOI: | 10.5067/4GQUM1MCHW01 |
| Version: | 001 |
| Format: | GRIB |
| Spatial Coverage: | -80.0 to 80.0 -180.0 to 180.0h |
| Temporal Coverage: | 2000-02-24 to Present |
| File Size: | 16 MB per file |
| Data Resolution: | |
| Spatial: | 0.25 degree x 0.25 degree |
| Temporal: | 3 hours |

Obr. 20 náhled portálu GLDAS pro stažení dat

4 Uskutečněné experimenty

Pro naplnění cílů této práce bylo provedeno několik na sebe navazujících výzkumných aktivit, v rámci kterých bylo uskutečněno jak měření v terénu, tak získána a zpracována data z družicových misí a globálních modelů topografie a klimatických dat. Následně probíhalo zpracování těchto dat, vzájemné ověření a vyhodnocení. Výsledky většiny aktivit byly již publikovány a byla s nimi tedy seznámena odborná veřejnost.

Od roku 2009 autor spolupracoval s Geodetickou observatoří Pecný na zpracování dat ze supravodivého gravimetru SG-050. Zároveň v té době probíhal vývoj a implementace zařízení pro měření astrogeodetických tížnicových odchylek MAAS-1 vyvinutého na Ústavu geodézie VUT v Brně. V rámci několika výzkumných projektů byly ověřeny výsledky dosahované tímto zařízením, stanoveny charakteristiky přesnosti a dále byly provedeny observace astrogeodetických tížnicových odchylek v několika oblastech pokrývajících území jak plošnou sítí, tak podélným profilem, které poskytly možnost výpočtu lokálního modelu kvazigeoidu.

Aktuálně výzkumné práce pokračují měřeními astrogeodetických tížnicových odchylek v horské lokalitě Králický sněžník a vyhodnocováním astronomicko-topografické nivelace.

Výzkumný tým pod vedením doc. Machotky se věnoval astronomickým měřením, určováním kvazigeoidu a porovnáním jednotlivých nezávislých metod výpočtu lokálního kvazigeoidu s cílem ověřit kvalitu výsledků pomocí astronomických měření. Dr. Kuruc a Dr. Puchrik se ve svých disertačních pracích zabývali družicovými technologiemi GNSS a doc. Machotka ve své habilitační práci detailně prezentuje technologii zařízení MAAS-1 a dosavadní výsledky astronomických měření. Autor této práce se věnoval gravimetrickému určení kvazigeoidu a vlivu prostředí na tíhová měření a jejich časovým variacím, které byly ověřeny na stanici supravodivého gravimetru Pecný. Také se

spolupodílel na vyhodnocení dat Evropského srovnávacího měření absolutních gravimetrů ECAG 2011 ve Walferdange.

V následujících kapitolách je popsán postup analýzy z globálního rozsahu pomocí modelů geopotenciálu a jeho numerického ověření na staničních datech ze stanice Pecný až po aplikaci na lokální výzkumnou síť AGNES a technologii měření zařízením MAAS-1. V závěru kapitoly jsou uvedeny shrnující výsledky a doporučení pro další observace a výzkum.

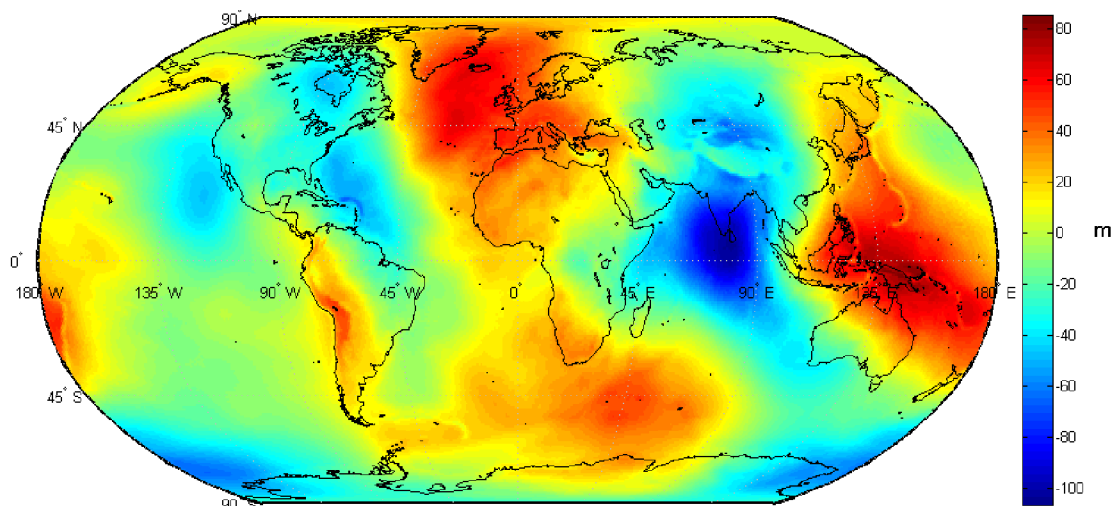
4.1 Tíhová data s globálním pokrytím

Po seznámení se s formátem datových souborů globálních modelů bylo přistoupeno ke zpracování a výpočtu veličin vycházejících z těchto modelů. Pro výpočty byl použit program Matlab, který umožňuje stahování dat z FTP, čtení z textových souborů, programování výpočetních funkcí, tvorbu grafů a grafických a textových výstupů. Nejprve byly naprogramovány funkce veličin vycházející z modelu geopotenciálu, tedy výšky geoidu a tíhové anomálie.

4.1.1 Vytěžování globálních modelů geopotenciálu

Samotné vzorce pro funkcionály tíhového potenciálu jsou obecně známy, zdokumentovány a popsány např. v (Rapp, 1997), (Jekeli, 2007) nebo v (Barthelmes, 2013). Autor zde tedy nebude opakovat již publikované skutečnosti, ale zaměří se na konkrétní programovací práce a vytěžování modelů v prostředí Matlab.

Ze souboru Stokesových koeficientů lze pro libovolné místo na Zemi vypočítat hodnotu veličiny odvozené z tíhového potenciálu. Pokud globální model geopotenciálu reflektuje i časové variace a je k dispozici například v měsíčním intervalu (GRACE) nebo 6hodinovém (GGOS Atmo), lze hodnoty vypočítat také pro daný časový interval, resp. lze určit časovou řadu variací v daném bodě. Práce autora využila obě tyto možnosti, tedy jak výpočet pro dané místo na Zemi (např. stanici Pecný), tak pro zadané území reflektující nejvyšší stupeň modelu a tedy smysluplné prostorové rozlišení výsledných hodnot (například model GOCE se stupněm 250 na Obr. 21).



Obr. 21 vizualizace geoidu z modelu GOCE

Řešení výpočtu časové řady variací autor označuje jako time-wise. Řešení prostorových variací zachycujících území určitého rozsahu analogicky jako space-wise. Proces výpočtu lze rozdělit na vlastní výpočetní funkci (např. výšku geoidu) a obslužnou funkci, která umožní uživateli nastavit vstupní parametry (počáteční a koncový rok nebo územní rozsah), připraví vstupní data a provede zápis do výstupních souborů pro další analýzu.

S rostoucím časovým a územním detailem výpočtu roste i počet operací potřebných pro dosažení výsledku. Například model geoidu na Obr. 21 je rastr o rozměru 250×500 bodů. Jde tedy o 125 tisíc bodů, pro které byla vypočtena hodnota výšky geoidu z modelu s maximálním stupněm a řádem 250 pro model GOCE. Jak známo, program Matlab umožňuje zkušeným uživatelům psát algoritmy výpočetních funkcí optimalizované z hlediska časové náročnosti. Optimalizace provedená v rámci této práce je uvedena v další části.

Jednotlivé typy modelů se datovým formátem neliší, všechny jsou v textové podobě ve formátu n, k, C, S . Textový soubor je načten, převeden do maticové podoby a vstupuje do funkce pro výpočet odvozené veličiny, v následujícím příkladě se jedná o funkci *undulation*, tedy převýšení geoidu.

Následující část kódu znázorňuje výpočet undulace geoidu pomocí dvou cyklů zvlášť pro koeficienty stupeň a řád (označené n a m), tedy C a S .

Výpočet jednoho bodu s maximálním stupněm/řádem 250 trvá cca 60 s (viz Obr. 22).

```
% Parameters of GRS 80
e2 = 0.00669438002290;
a = 6378137;

gcfi = atan((1-e2)*tan(fi*pi/180))*180/pi;

N = 0;
for n=1:Nmax-1

    for m=0:n

        if m == 0
            P = sqrt(2)*legendre(n,sin(gcfi*pi/180),'norm');
        else
            P = 2*legendre(n,sin(gcfi*pi/180),'norm');
        end

        N = N +
a*P(m+1)*(C(n+1,m+1).*cos(m.*(la*pi/180))+S(n+1,m+1).*sin(m.*(la*pi/180)));

    end

end
```

Následující část kódu je optimalizovaná funkce *undulation_opt*, kdy proces výpočtu probíhá pouze jedním cyklem, a koeficienty řádu m jsou řešeny pomocí jednorozměrného pole. Doba výpočtu se tímto zkrátila na 0,4 s (viz Obr. 22). Nutno podotknout, že obě funkce dávají identické číselné výsledky.


```

% Parameters of GRS 80
e2 = 0.00669438002290;
a = 6378137;





gcfi = atan((1-e2)*tan(fi*pi/180))*180/pi;

N = 0;
for n=1:Nmax-1

    P = legendre(n, sin(gcfi*pi/180), 'norm');
    P(1) = sqrt(2)*P(1);
    P(2:end) = 2.*P(2:end);
    %   if m == 0
    %       P = sqrt(2)*legendre(n, sin(gcfi*pi/180), 'norm');
    %   else
    %       P = 2*legendre(n, sin(gcfi*pi/180), 'norm');
    %   end
    m = linspace(0, n, n+1);
    N = N +
a*P'(C(n+1, 1:n+1).*cos(m.*(la*pi/180))+S(n+1, 1:n+1).*sin(m.*(la*pi/180)));

end
    
```

Samotná funkce na výpočet *undulation_opt* vstupuje do obslužného kódu, který určuje výpočetní body dle zeměpisných souřadnic v pravidelném rastru. Zmíněná časová optimalizace je kritická z toho důvodu, že výpočet globálního rastru, např. s rozlišením 250×500 bodů, tzn. celkem 125000 výpočetních bodů, bude s voláním funkce *undulation_opt* trvat nejméně 13 hodin. V případě neoptimalizované funkce by to bylo 86 dní.

| Function Name | Calls | Total Time | Self Time* | Total Time Plot (dark band = self time) |
|--------------------------------|-------|------------|------------|---|
| legendre | 31623 | 60.114 s | 58.884 s |  |
| undulation | 1 | 60.077 s | 0.350 s |  |
| realmin | 31623 | 0.974 s | 0.974 s |  |
| undulation_opt | 1 | 0.419 s | 0.025 s |  |

Obr. 22 výsledek profilingu funkce *undulation* a *undulation_opt*

Výpočetní kód by bylo možné optimalizovat ještě dále, nicméně to není cílem této práce. Odladěná funkce byla použita i pro další veličiny, např. tíhové anomálie, kdy byl změněn vzorec dle (Barthelmes, 2013).

Geopotenciální modely jsou definovány ve slapovém systému tide-free, proto je třeba mít na paměti tuto skutečnost při kombinaci s daty v jiném

systemu nebo při převodu do jiného slapového systému. Zejména při kombinaci s pozemními observacemi (např. astrogeodetické tížnicové odchylky) je zapotřebí řešit tuto korekci, neboť měřené veličiny vždy obsahují slapový signál.

Oblužný program, který provádí výpočet kroku time-wise, tedy časových řad pro zadaný bod, ukládá hodnoty do souboru pro další zpracování v programu TSoft (Van Camp, Vauterin, 2005), který je produktem Královské observatoře v Belgii a slouží pro pokročilé zpracování časových řad tíhových měření. Nativním formátem programu TSoft je TSF. Jedná se o textový soubor, v jehož hlavičce jsou metadata stanice a jednotlivých měřených kanálů. Po hlavičce následují data, přičemž jeden řádek obsahuje data všech kanálů pro jeden časový okamžik (viz Obr. 23).

```
[TSF-file] v01.0
[UNDEFVAL] 9999.999
[TIMEFORMAT] DATETIME
[INCREMENT] 21600

[CHANNELS]
PE:Meteo:Hydro3H
PE:SG050:Residuals
PE:SG050:P
PE:Polar Motion:IERS
PE:Meteo:Temp
...
PE:Res_cor:[1]-[3]-[4](fit)
PE:Res_cor:[1]-[3]-[4](resid)

[UNITS]
nm/s^2
nm/s^2
hPa
nm/s^2
C
...
nm/s^2
nm/s^2

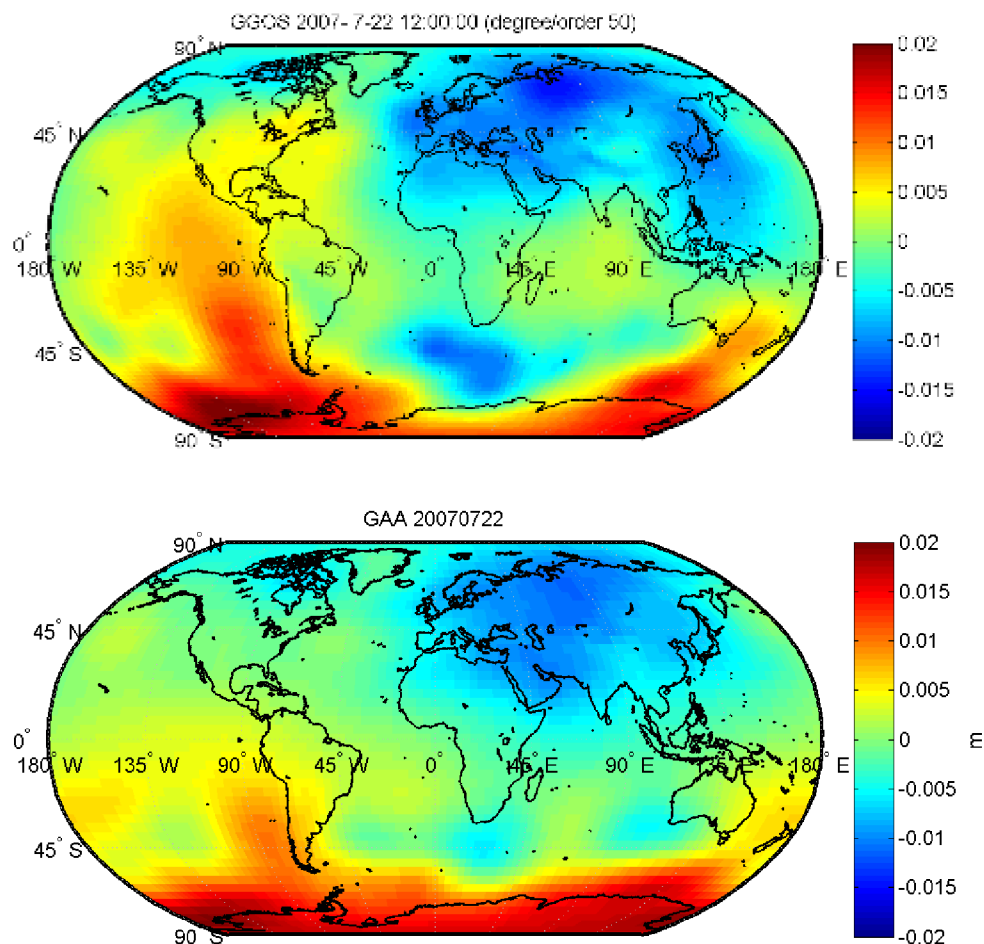
[COMMENT]

[COUNTINFO] 5721

[DATA]
2007 01 01 00 00 00 -9.817000000e-001 9.999990000e+003 9.999990000e+003 9.999990000e+003 9.999990000e+003
2007 01 01 06 00 00 4.207400000e+000 9.999990000e+003 9.999990000e+003 9.999990000e+003 9.999990000e+003
2007 01 01 12 00 00 1.772400000e+000 9.999990000e+003 9.999990000e+003 9.999990000e+003 9.999990000e+003
2007 01 01 18 00 00 3.130000000e-002 9.999990000e+003 9.999990000e+003 9.999990000e+003 9.999990000e+003
2007 01 02 00 00 00 -8.265500000e-001 9.999990000e+003 9.999990000e+003 9.999990000e+003 9.999990000e+003
```

Obr. 23 náhled na datový soubor TSF pro program TSoft

Obslužný program pro zpracování globálních modelů geopotenciálu tedy ukládal vypočtené hodnoty do tohoto formátu. Dalším výstupem byl graf dané časové řady. Přístup space-wise, tedy výpočet prostorových variací na určitém území, generoval rastr o zvoleném rozměru, např. výše uvedený globální rastr 250×500 bodech. Pro grafický výstup byl využit modul *mapping* programu Matlab, který v sobě zahrnuje globální geografická data (například hranice kontinentů) a možnosti jejich vyjádření pomocí kartografických zobrazení. Názvy souborů reflektovaly časový okamžik, ke kterému se výsledné hodnoty vztahovaly. Prostorové variace byly využity pro obecnou představu změn tíhového pole v rámci celého zemského tělesa. Zároveň na základě prostorových variací došlo k ověření správnosti algoritmu výpočtu. Časové variace byly následně využity pro kombinaci s daty z terestrických observací, která je popsána v následující kapitole. Po ověření algoritmů na základě modelu GOCE, byly provedeny výpočty pro konkrétní časové období let 2007-2009, pro které byly zároveň k dispozici observace ze stanice Pecný. Byly vypočteny hodnoty změn tíhového zrychlení z modelu GRACE GAA RL05 a modelu GGOS Atmo, verze 13 a 21. Porovnání obou modelů pro konkrétní datum 22. 7. 2007 viz Obr. 24. Časové variace pro lokalitu Pecný byly uloženy pro následné zpracování ve formátu TSF.



Obr. 24 výška geoidu model GGSO Atmo (nahore) a model GRACE GAA (dole)

Výsledky provedené v rámci této práce korespondují s hodnotami v (Karbon et al., 2011), tedy globální variace výšek geoidu vlivem atmosféry dosahují několika centimetrů (viz Obr. 24). Variace dosahující těchto hodnot se projeví i v jiných veličinách vycházejících z tíhového potenciálu, např. v tížnicové odchylce v daném místě, resp. její dlouhodobé variaci.

4.1.2 Shrnutí

Z analýzy globálních modelů vyplývají následující skutečnosti.

- Globální modely lze využít pro výpočet variací do maximálního stupně 100, tedy prostorového rozlišení cca 200 km.
- Globální model GGOS Atmo je k dispozici s časovým intervalem 6 hodin, model GRACE GAA RL05 s měsíčním (GFZ provádí výpočet i týdenních řešení).
- V hodnotách výšek geoidu dosahují variace globálně -2 až +2 cm, přičemž se změny mění sezónně v průběhu roku.
- Variace tížnicové odchylky bude předmětem dalšího zkoumání. Autor je přesvědčený, že vliv vypočtený s rozlišením globálního modelu, tedy cca 200 km nebude prokazatelný, neboť bude dosahovat maximálně 0,05 " (šedesátinné vteřiny).

Fyzikální interpretace těchto hodnot, které korespondují s tím, co je uváděno v literatuře, je nad rámec této práce. Bylo ověřeno, že algoritmy poskytují výsledky, které nejsou zatíženy chybami výpočtu, a v následující kapitole je popsáno využití časových řad z globálních modelů pro kombinaci s terestrickými observacemi.

4.2 Analýza dlouhodobých tíhových měření

V této kapitole se autor zabývá dlouhodobým měřením variací tíhového zrychlení a popisuje konkrétní experimenty provedené na observacích supravodivého gravimetru na stanice Pecný (PE) a Strasbourg (ST). Cílem této práce je zkoumat vliv prostředí na přesná tíhová měření, proto je kladen důraz na vliv atmosféry a hydrosféry na tato měření, ostatní fenomény jsou diskutovány pouze okrajově.

V přechodí kapitole je uveden postup výpočtu variací pomocí dat z globálních modelů geopotenciálu. Z výše uvedených výsledků prostorových analýz plynou závěry, které je vhodné ověřit kombinací s nezávisle určenými observacemi. Ve spolupráci s Geodetickou observatoří Pecný byla detailně analyzována data ze supravodivého gravimetru OSG-050.

4.2.1 Předběžná analýza

Observační data ze supravodivého gravimetru (SG) jsou dostupná v minutovém nebo hodinovém časovém kroku. Relativní zrychlení volného pádu zatížené všemi geodynamickými fenomény je potřeba převést na tíhová rezidua. Základem je slapová analýza, kdy je slapový signál modelován podle koeficientů dané stanice. Program TSoft obsahuje databázi jednotlivých stanic a umožňuje výpočet slapového signálu. Dále je potřeba opravit vliv pohybu pólu (změnou rotace Země) pomocí výpočtu signálu. To je možné na základě parametrů rotace Země (EOP) z Mezinárodní služby rotace Země (IERS). Následuje odstranění přístrojového chodu, který je potřeba určit operátorem stanice například porovnáním s dlouhodobým opakovaným měřením absolutním gravimetrem.

Následuje analýza dalších geodynamických signálů, které zůstávají v observovaných datech. Jak bylo zmíněno v kapitole 2.4.2 jde o vlivy, které jsou lokálně závislé na charakteru jednotlivé stanice. V rámci této práce autor dále uvádí výpočet signálu z modelu GLDAS a provedení analýzy vlivu atmosféry a půdní vlhkosti na data ze stanice Pecný a Strasbourg.

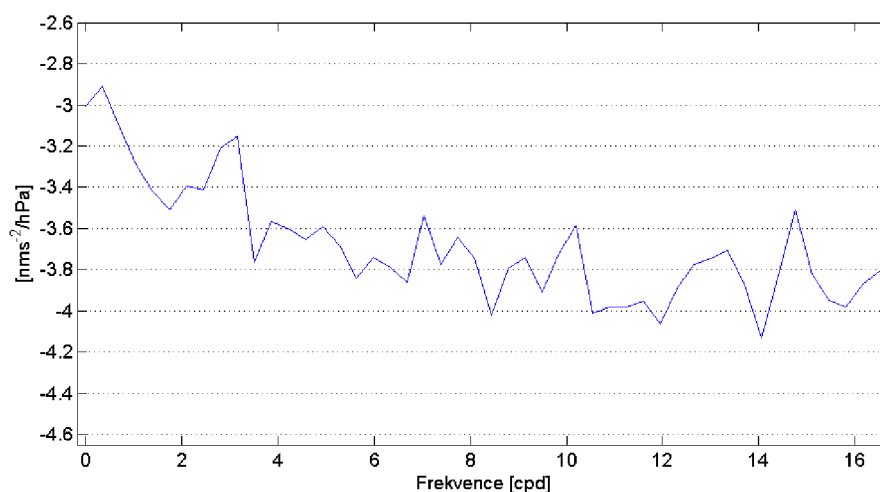
4.2.2 Variace vlivem atmosféry

Data z GO Pecný z období únor 2007 až prosinec 2009 byla využita pro provedení vlastního experimentu redukce atmosféry z tíhových měření. Minutový záznam změn tíhového zrychlení byl před zpracováním opraven o vlivy slapů, pohybu pólu a chod gravimetru. Takto připravený signál byl použit spolu se signálem atmosferického tlaku pro vlastní experiment a převeden na konzistentní časový interval 6 hodin. Dále byly k dispozici tíhové účinky atmosféry počítané zprostředkovaně službou Atmacs. Provedené metody a jejich porovnání je uvedeno dále.

Jednoduchou korekcí tlaku je zavedení regresního koeficientu s konstantní hodnotou, která co nejlépe vystihuje vzájemnou korelaci obou signálů. Tato hodnota se podle různých prací (např. Boy, Hinderer, 2005) blíží $-3,0 \text{ nms}^{-2}/\text{hPa}$. Denní změny tlaku mohou dosahovat hodnoty až 50 hPa. S přihlédnutím k regresnímu koeficientu zjistíme, že tíhové variace vlivem atmosféry mohou dosahovat rozdílu minima a maxima cca 150 nm/s^2 ($15 \mu\text{Gal}$). V tomto experimentu byl použit právě tento koeficient, který je součtem přímého tíhového účinku a deformačního, který působí opačným směrem se zhruba desetinovou velikostí. Přímý účinek je tedy $-3,3 \text{ nms}^{-2}/\text{hPa}$ a deformační $+0,3 \text{ nms}^{-2}/\text{hPa}$, výsledný regresní koeficient, který byl použit pro redukci atmosféry byl $-3,0 \text{ nms}^{-2}/\text{hPa}$. Zpracování bylo provedeno v programu TSoft použitím jednoduchého výrazu a zpracováním v časové oblasti.

Důkladnější analýzou obou signálů však odhalíme nedostatky při použití konstantní hodnoty regresního koeficientu. Z frekvenční analýzy plyne skutečnost, že hodnota korelace i regresní koeficient mezi signály jsou závislé na frekvenci. Hodnoty koeficientu se v závislosti na frekvenci mění od $-2,9 \text{ nms}^{-2}/\text{hPa}$ v nízkých frekvencích do $-4,4 \text{ nms}^{-2}/\text{hPa}$ ve vyšších frekvencích (viz Obr. 25). Z těchto hodnot je patrné, že konstantním koeficientem se ideálně odstraní pouze určité frekvenční pásmo atmosferických účinků. Pro důslednější korekci je potřeba použít přenosovou funkci, která vystihuje vztah mezi tlakem a tíhovou změnou ve frekvenční oblasti.

Použitím přenosové funkce pro zpracování obou signálů atmosferického tlaku a změn tíhového zrychlení se zajistí změna regresního koeficientu v závislosti na frekvenci. Přenosová funkce je definována jako Fourierova transformace impulsní odezvové funkce a pracuje s frekvenční oblastí.

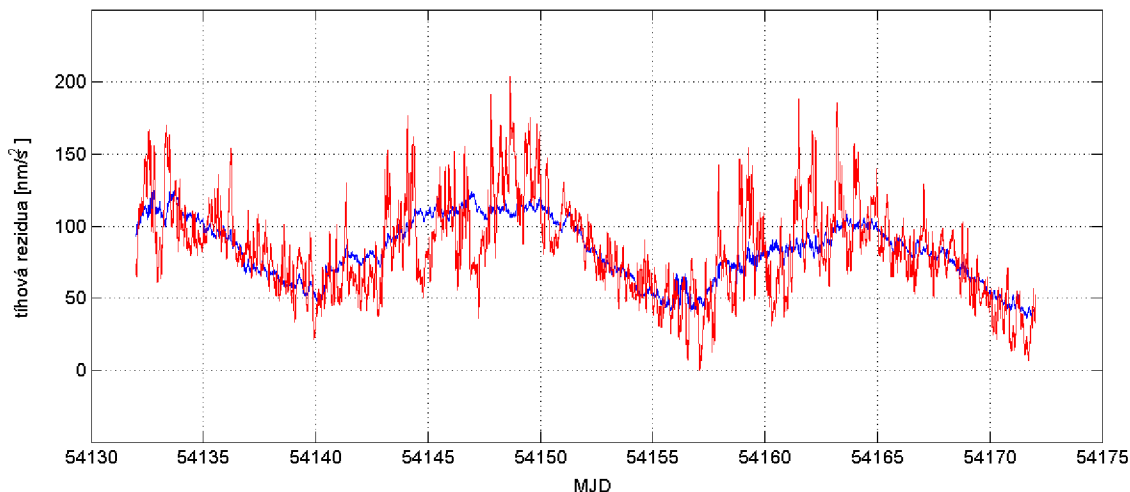


Obr. 25 amplituda přenosové funkce, frekvence v cyklech za den (cycles per day, cpd)

V tomto experimentu byla nejprve určena přenosová funkce v programu TSoft a poté byla použita v algoritmu pro zpracování signálů, který byl naprogramován v programu Matlab. Ten pracuje s původními signály atmosferického tlaku a změn tíhového zrychlení a přenosovou funkcí. Výstupem je signál opravený frekvenčně-závislou regresí. Výsledkem Fourierovy transformace je komplexní číslo, proto zpracování touto metodou probíhá v oboru komplexních čísel (frekvenční oblasti) a na závěr je signál převeden zpět do časové oblasti.

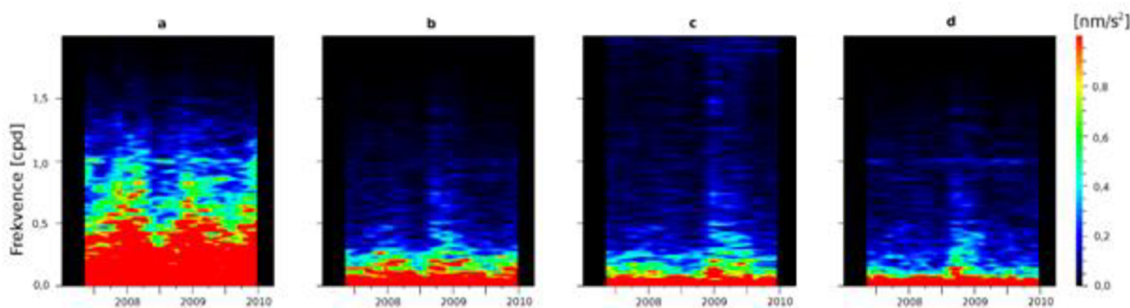
Přenosová funkce je v oboru komplexních čísel dána čtyřmi veličinami: magnitudou, fází, časovým zpožděním a korelačním koeficientem. Tyto produkty byly vypočteny v programu TSoft pomocí funkce Calculate → Transfer function. Hodnota amplitudy a fáze se přitom snadno převede na reálnou a imaginární složky komplexních čísel. Podobně i signál tlaku a tíhových změn se pomocí FFT převede do oboru komplexních čísel a v tomto oboru dojde k odečtení přenosové funkce vynásobené komplexním tlakem od komplexních tíhových změn. Následně byl

proveden zpětný převod z frekvenční do časové oblasti pomocí inverzní FFT. Tímto procesem vznikne signál, kde je vliv atmosféry redukován frekvenčně-závislou regresí pomocí přenosové funkce (viz Obr. 26).



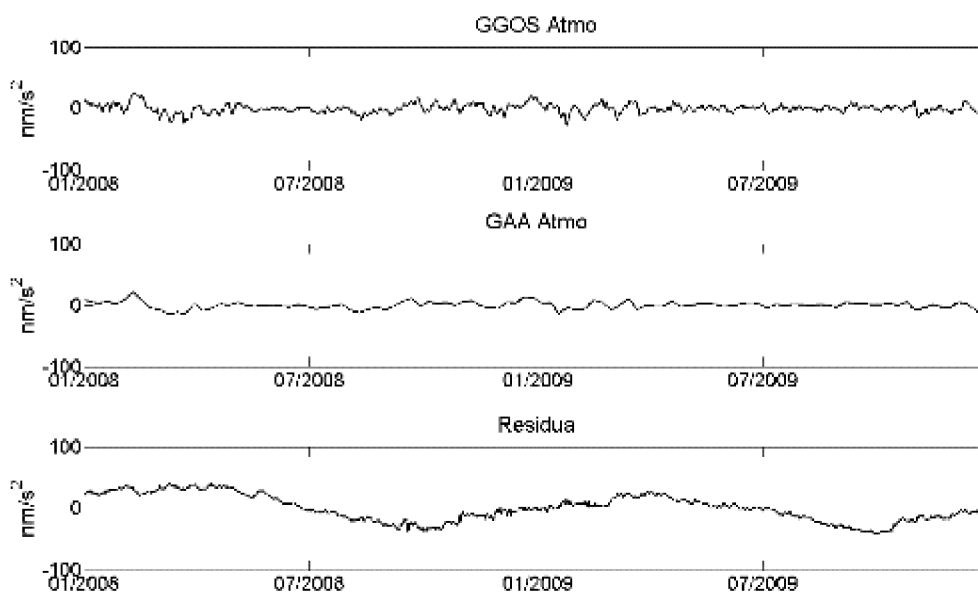
Obr. 26 původní signál tíhových reziduí (červeně) a signál opravený frekvenčně-závislou přenosovou funkcí (modře), datum je vyjádřeno pomocí modifikovaného Juliánského data (MJD)

Výsledné signály byly porovnány s dostupnými daty ze služby Atmacs (BKG). Jako charakteristiku signálu lze s výhodou využít spektrogram, který popisuje sílu (výkon) jednotlivých frekvencí v čase. Porovnáním spektrogramů jednotlivých signálů (Obr. 27) dojdeme k závěru, že nejlépe redukuje vliv atmosféry fyzikální model BKG a signifikantní je i rozdíl mezi konstantním koeficientem a přenosovou funkcí.



Obr. 27 spektrogramy signálu tíhových reziduí: (a) neopraveného; (b) opraveného konstantním koeficientem; (c) opraveného frekvenčně-závislou přenosovou funkcí a (d) opraveného pomocí atmosferických modelů BKG

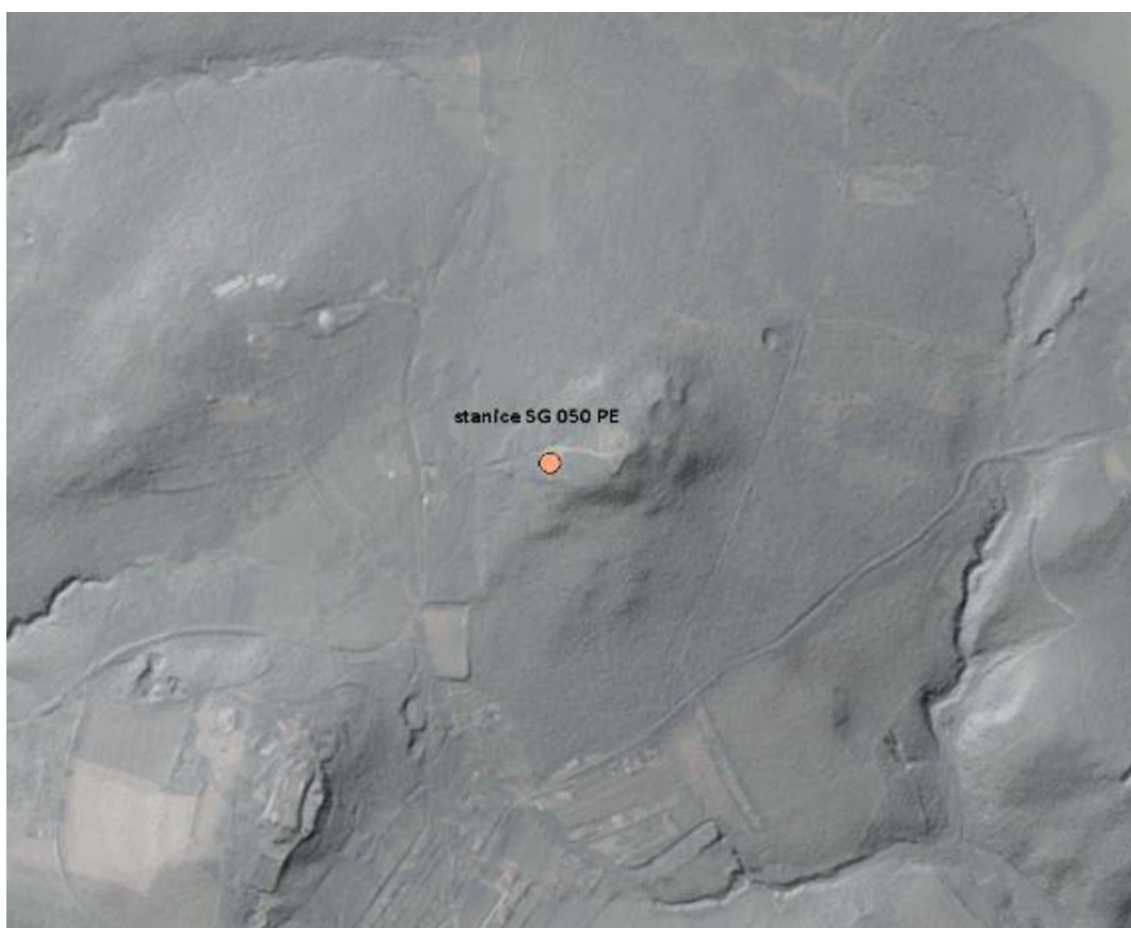
Výsledný signál byl porovnán s výpočtem na základě modelu GGOS Atmosphere a GRACE GAA a byla ověřena možnost využití těchto modelů pro výpočty variací v lokalitách a zájmových územích, kde není k dispozici měřené tíhové zrychlení a kdy nás zajímají variace vlivem atmosféry. Byla prokázána podobná přesnost jako v případě modelování na základě lokálních observací atmosférického tlaku (viz Obr. 28).



Obr. 28 Porovnání modelu GGOS a GRACE GAA

4.2.3 Variace vlivem půdní vlhkosti

Vliv hmoty (podzemní) vody a půdní vlhkosti na měření supravodivým gravimetrem lze modelovat na základě různých přístupů. Obecně nelze říct, narozdíl od atmosféry, že by tíhový účinek hmoty koreloval s nějakou známou veličinou, například hladinou podzemní vody měřenou ve vrtu v blízkosti stanice gravimetru. Jistá korelace pochopitelně mezi jednotlivými observacemi existuje, nicméně bude záviset na poloze gravimetru vůči terénnímu reliéfu (Obr. 29) a na geologii podzemních vrstev v daném místě.



Obr. 29 topografie stanice Pecný (data z DMR4G)

Autor v této práci použil globální model GLDAS pro výpočet signálu variací tíhového zrychlení na základě půdní vlhkosti. Výpočetní algoritmus byl ověřen na podobném signálu, který je dostupný pro stanici Strasbourg, a následně aplikován na observace ze stanice Pecný.

Datové soubory ze systému GLDAS byly staženy z FTP serveru NASA. Soubory s měsíčním krokem byly staženy od roku 2002. Soubory s 3hodinovým intervalem byly stahovány také na lokální disk, což se ukázalo jako náročná úloha, přičemž jeden rok obsahuje cca 2900 souborů po 15 MB, tzn. celkem 44 GB dat za rok. Výhodnější se ukázalo načítat soubory pouze pro okamžité zpracování do operační paměti a ušetřit místo na disku redundantním skladováním rozsáhlých datových sad.

Data ze systému GLDAS jsou ve formátu GRIB, což je binární forma GRID, tedy rastru, v našem případě pokrývajícím globální rozsah dle specifikace GLDAS. Jednotlivé meteorologické a klimatologické veličiny jsou uloženy v jednotlivých kanálech (channels), ke kterým se přistupuje pomocí funkce pro čtení souboru GRIB.

Pro analytickou práci s datovými soubory formátu GRIB existuje několik knihoven pro jazyky C++, C# i Matlab. Autor pracoval v prostředí Matlab vzhledem k charakteru zpracování dat maticovou formou. Pro aplikace jiného charakteru, například s vyšším zapojením uživatele, by bylo vhodné použít programovací jazyk C# nebo prostředí ASP.NET pro webovou aplikaci.

Samotný přístup k datovým souborům byl řešen pomocí existující knihovny matlab-cdi, která slouží pro čtení a zápis NetCDF a GRIB souborů.

Z veličin ovlivňujících tíhová měření jsou zajímavé ty, které souvisejí se zásobou podzemní vody. V datech GLDAS jsou to specificky odtok (runoff), výpar (evapotranspiration) a obsah půdní vlhkosti (soil moisture content). Jednotky těchto veličin jsou kg/m^2 .

Následující část kódu v Matlabu znázorňuje funkci, která čte jednotlivé měsíční soubory GLDAS a vytváří z nich hypsometrické grafy a ukládá do formátu PNG.

```
cd('C:\Users\MG.E4\Documents\MATLAB\ENVIRO');

addpath('matlab-cdi');
addpath('read_grib');

clear all;

E = [];
for i = 2010:2016
for j = 1:12
    str = sprintf('GLDASGRIB/MONTHLY/GLDAS_NOAH025_M.A%04d%02d.001.grib',i,j)
    chnl = 5; % cislo kanalu soil temperature 17,
    outStr = read_grib(str,-1);
    lon = outStr(chnl).gds.Lol:outStr(chnl).gds.Di:outStr(chnl).gds.Lo2;
    lat = outStr(chnl).gds.Lal:outStr(chnl).gds.Dj:outStr(chnl).gds.La2;

    Evapo = reshape(outStr(8).fltarray, outStr(8).gds.Ni, outStr(8).gds.Nj);
    Smoi = reshape(outStr(18).fltarray, outStr(18).gds.Ni, outStr(18).gds.Nj);

    % print PNG image file
    if (length(E) < 1)

        E = Evapo(Evapo<999.9);
        mmin = min(min(E));
        mmax = max(max(E));
    end

    pcolor(lon,lat,Evapo');
    shading('flat');
    c = colorbar;
    c.Label.String = outStr(18).units;
    caxis([mmin mmax]);

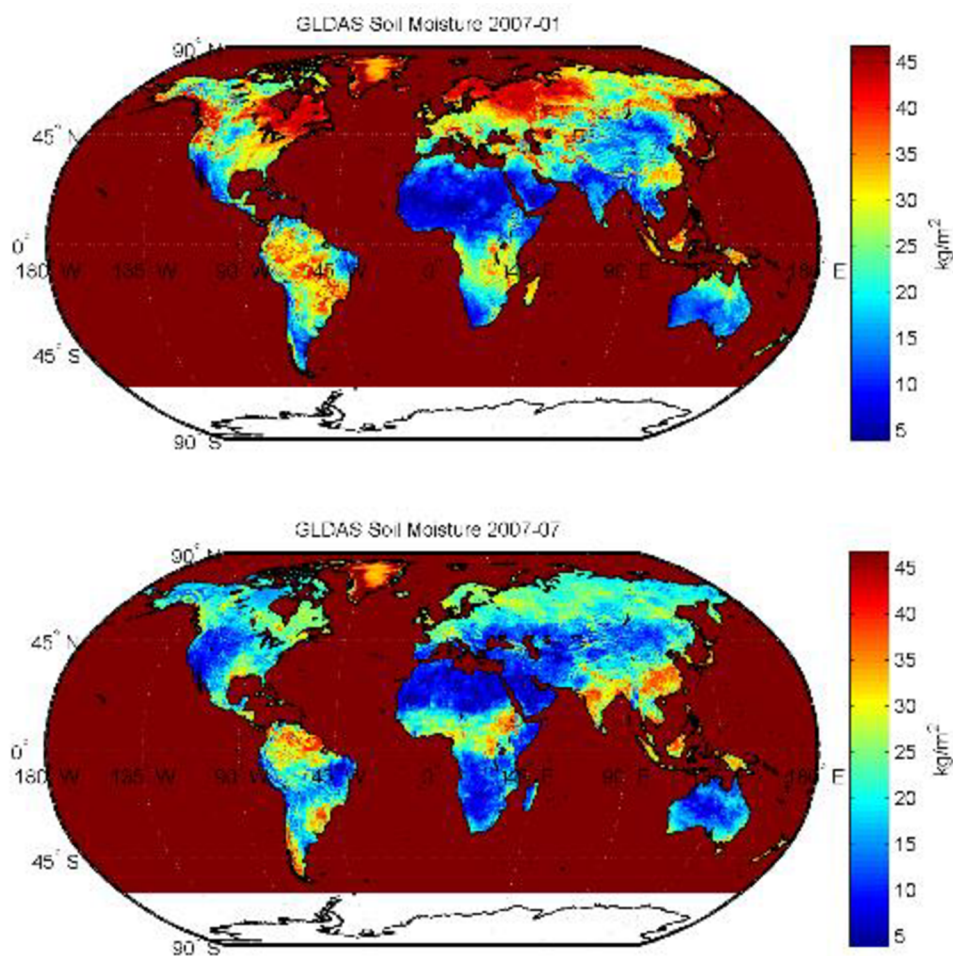
    print(sprintf('__01__fig_evapo_%d%02d',outStr(chnl).pds.year,outStr(chnl)
    ).pds.month),'-dpng');

end
end
```

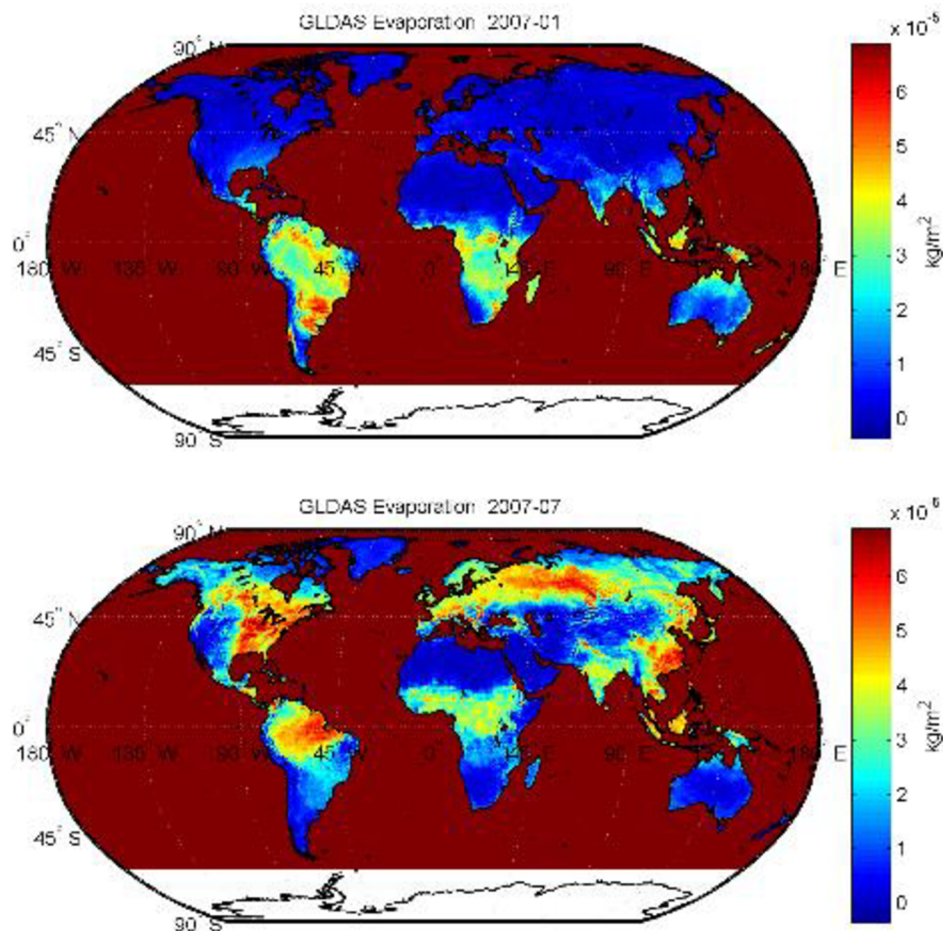
Obecně je doporučováno při programování kódu v Matlabu vyhnout se cyklům a místo nich využít maticové operace. Je to z důvodu časové úspory oproti cyklům, které jsou pomalé. Toho je docíleno v kódu výše, kdy v podstatě dochází k tvorbě tří matic stejného rozměru: jedna obsahuje hodnoty zeměpisných šířek, druhá zeměpisných délek a třetí hodnoty vlastní vybrané veličiny (evaporation v příkladu výše). Zkušenému programátorovi by se mohlo zdát, že se jedná o redundantní

ukládání dat v případě souřadnic, nicméně časová úspora tohoto přístupu je významná. Nakonec je cyklus využit pro jednotlivé měsíce jednotlivých roků, nicméně tento proces již netrvá tak dlouho, jak by trval cyklus procházející bod po bodu.

Před výpočtem signálu tíhových variací byla data z GLDAS analyzována v globálním rozsahu. Z dat je patrné (Obr. 30), že obsah půdní vlhkosti má jasný globálně sezónní charakter, který bude mít vliv i na variace tíhového zrychlení. Obsah půdní vlhkosti se významně liší v zimním a letním období. Výhodou tohoto přístupu je možnost vypočítat variace pro libovolné místo na Zemi, tedy i pro libovolnou stanici supravodivého gravimetru nebo jiného zařízení pro měření veličin tíhového pole (např. MAAS-1).



Obr. 30 obsah půdní vlhkosti v lednu a červenci 2007

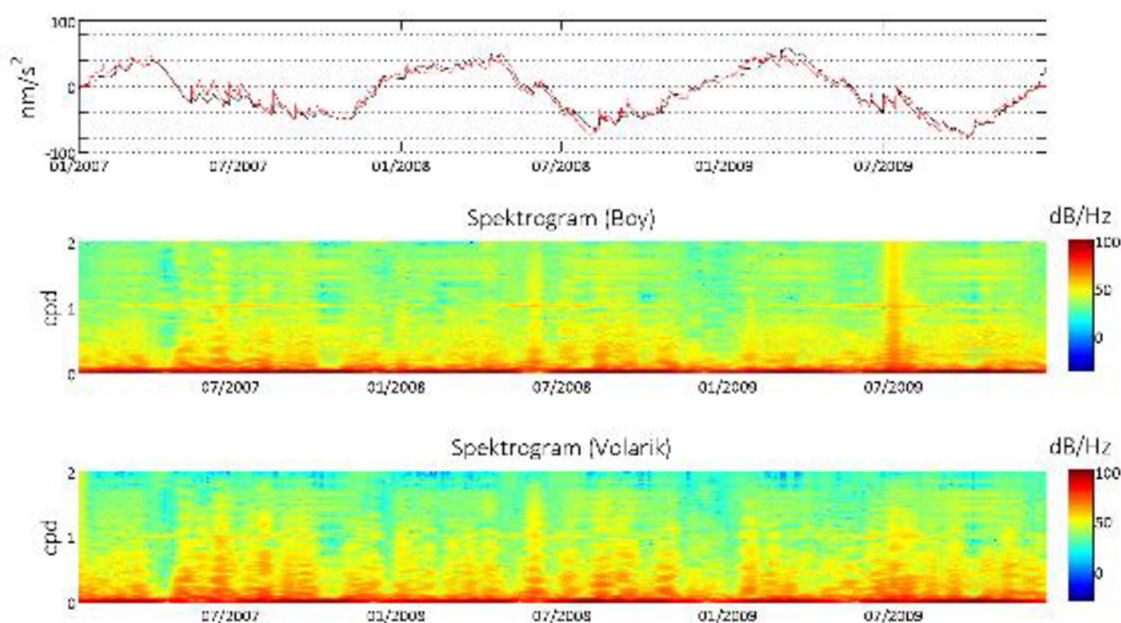


Obr. 31 výpar v období leden a červenec 2007

Kromě půdní vlhkosti byla analyzována i veličina označená jako evaporation, což odpovídá výparu vodní složky zpět do atmosféry. Na Obr. 31 je patrný sezónní trend této veličiny v globálním měřítku. Zároveň model GLDAS obsahuje i veličinu runoff, tedy odtok, přičemž na základě těchto veličin lze modelovat variace celého systému hydrosféry s daným prostorovým měřítkem.

Signál variací tíhového zrychlení byl následně počítán integrací tíhového účinku jednotlivých pixelů v závislosti na vzdálenosti od zadaného bodu (stanice) pomocí geografických souřadnic. Lokální topografie nebyla v tomto kroku brána do úvahy.

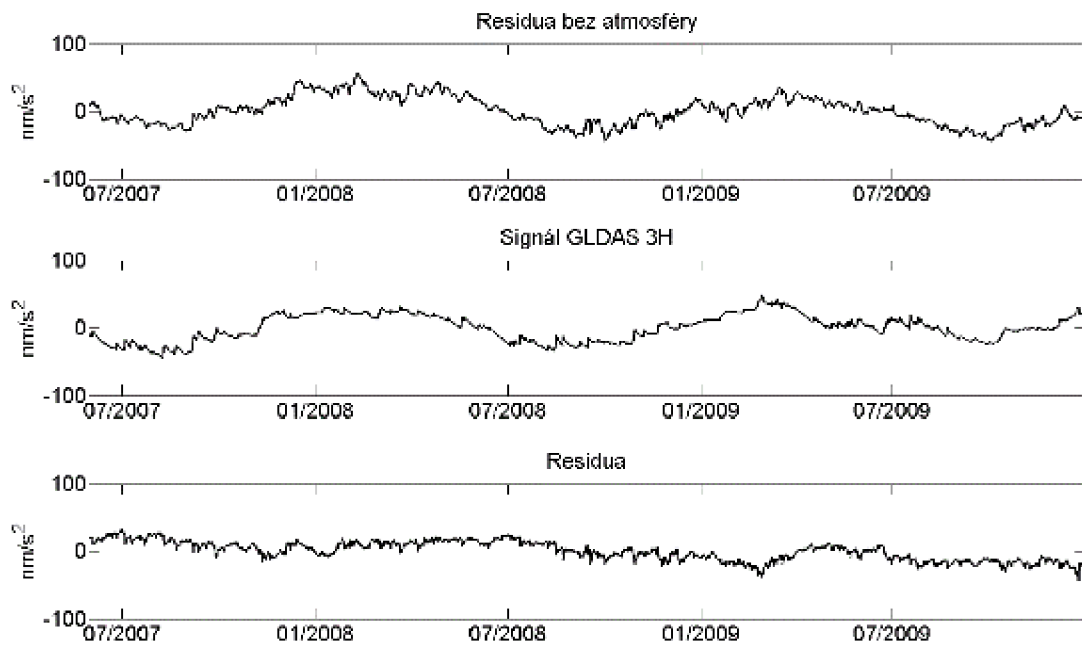
Pro ověření algoritmu byla použita data ze stanice Strasbourg, jejímž operátorem je Jean Paul Boy (Université de Strasbourg). Pro tuto stanici je dostupný hydrologický signál, který byl porovnán s výsledným signálem autora této práce (viz Obr. 32). Z výpočtu regresního koeficientu plyne, že signálu spolu korelují s koeficientem korelace 0,976, přičemž regresní koeficient je 14,994. To je způsobeno charakterem výpočtu, kdy výsledný signál dobře vystihuje relativní variace, ale absolutní amplituda se může lišit od skutečně naměřené. Zároveň je nutno říct, že do výpočtu vstupuje půdní vlhkost (soil moisture), to znamená, že tímto výpočtem nemohou být postihnuty všechny hydrologické jevy, které na dané stanici probíhají. Aplikace tohoto výpočtu na stanici Pecný je popsána dále.



Obr. 32 Porovnání signálu ze stanice Strasbourg (Boy) a vlastním výpočtem.

Následně byl proveden výpočet pro stanici Pecný z modelu GLDAS s 3hodinovým časovým intervalem pro období leden 2007 až prosinec 2009. Signál tíhových reziduí byl již opraven o vliv atmosféry pomocí

frekvenčně závislé regrese, z Obr. 33 je patrný průběh časových řad jednotlivých signálů. Výsledná rezidua opravená o vliv hydrosféry pomocí modelu GLDAS dosahovala rozdílu minima a maxima cca 20 nm/s^2 , což je významné snížení sezónní variace signálu.



Obr. 33 redukce signálu hydrosféry na stanici Pecný pomocí modelu GLDAS

4.2.4 Shrnutí

V této kapitole byly prezentovány výsledky analýzy dlouhodobých observací supravodivým gravimetrem. Byly porovnány výsledky výpočtu signálu neslapové atmosféry z GRACE GAA a GGOS Atmosphere. Porovnáním se dospělo k závěru, že data jsou vzájemně konzistentní a je možné je tedy využít pro výpočet v oblastech, kde observace chybí. Nicméně je nutno podotknout, že model GAA GRACE má nižší časové rozlišení.

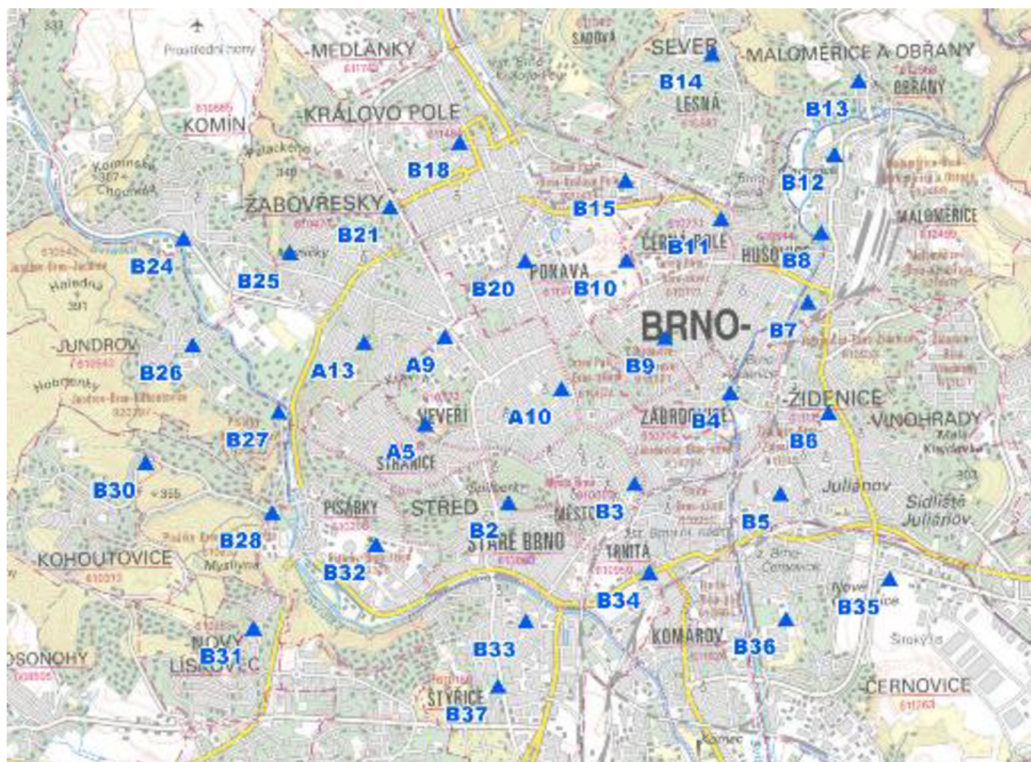
Dále byly porovnány jednotlivé metody redukce signálu poruchového potenciálu způsobeného dynamikou atmosféry. Následně byl proveden výpočet redukce hydrosféry. Výsledná tíhová rezidua dosahují rozmezí minima a maxima cca 20 μGal .

Analýzou globálních sezónních variací pomocí modelu GLDAS bylo zjištěno, že existuje výrazný fenomén bilance odtok-výpar mezi letním a zimním obdobím, který by mohl lépe vysvětlit variace tíhového signálu měřeného na stanicích SG. Tato bilance je prokázána, nicméně je potřeba její ověření z hlediska účinku na tíhové veličiny. Autor navrhuje integrální řešení atmosféry a hydrosféry společně v rámci jednoho modelu, který by řešil nejen odtok, ale i výpar zpět do atmosféry.

4.3 Plošná experimentální síť AGNES

V roce 2010 byla vybudována na území Brna unikátní Astronomicko-GNSS-nivelační experimentální síť (AGNES) sestávající z 34 bodů pokrývajících území Brna (viz Obr. 34). Body byly voleny tak, aby splňovaly kritéria pro astronomická měření, GNSS i nivelaci. Následně na těchto bodech byly určeny astronomické souřadnice, souřadnice ETRS89 pomocí technologie GNSS a body byly výškově určeny pomocí přesné nivelace a byly vypočteny astrogeodetické tížnicové odchylky.

Primárním cílem a produktem výpočtů bylo určení lokálního modelu kvazigeoidu pomocí astronomických měření a stanovení jeho kvality porovnáním s nezávislými metodami určení. Toto porovnání proběhlo na několika úrovních – samotná astronomická měření byla na několika bodech určena zařízením cirkumzenitál, která provedli pracovníci Geodetické observatoře Pecný. Dále byl výpočetní model porovnán pomocí nezávislých metod a to výpočtem gravimetrického kvazigeoidu a metodou GNSS/nivelace.



Obr. 34 rozložení bodů AGNES

K vlastním měřením byla dále získána data z gravimetrického mapování ze 70. let 20. století v podobě tíhových zrychlení pro nezávislé porovnání jednotlivých metod určení kvazigeoidu. Z těchto dat byly vypočteny tíhové anomálie, které vstupovaly do dalších výpočtů.

Pro dané území byly dále získána data z globálních modelů geopotenciálu (EGM2008, GRACE a GOCE) pro porovnání astronomických měření a globálních modelů.

Území bylo doplněno o topografická data modelem terénního reliéfu DMR4G pro lokální zónu s přesahem 10 km a globálním digitálním modelem reliéfu SRTM a GMTED2010 pro vzdálenou zónu s přesahem 100 km. Dosažené výsledky byly publikovány např. v (Puchrik et al., 2013) nebo (Volarik et al., 2013).

V závěru této kapitoly jsou diskutována doporučení pro další výzkum s ohledem na časové variace a vliv prostředí na astronomická měření zařízením MAAS-1.

4.3.1 Výpočet gravimetrického kvazigeoidu s přihlédnutím k vlivu topografie

V části této práce bylo cílem rozšířit tyto dlouhodobé aktivity o gravimetrickou složku, tedy provést výpočet gravimetrického kvazigeoidu a diskutovat vliv prostředí na tyto veličiny na základě poznatků z předchozích kapitol. Kvazigeoid je možné určit mimo jiné na základě astronomických měření pomocí astrogeodetické nivelace (Machotka, 2013). Dále je možné využít tíhových anomálií a provést výpočet gravimetrického kvazigeoidu pomocí kolokace nejmenších čtverců (least-square collocation – LSC). Tento postup byl aplikován na lokalitu Brno, kde byla sada měřených astronomických tížnicových odchylek a měla být doplněna o gravimetrický kvazigeoid nezávisle určený. Celý postup bude popsán dále. V závěru kapitoly autor blíže diskutuje vliv topografie a prostorové neslapové variace vlivem atmosféry.

Postup určení gravimetrického kvazigeoidu metodou remove-(compute)-restore je blíže popsán například v (Amos, 2007) nebo v (Voigt, 2009). Softwarový balík použitý k výpočtu je popsán například v (Tscherning et al., 1994) nebo na webu (Tscherning, online). Postup výpočtu lze shrnout do následujících bodů:

- Z tíhových anomálií byl redukován vliv globálního tíhového modelu (EGM2008) do stupně a řádu 2190 (resp. 2159).
- Vliv topografie na základě přesného digitálního modelu terénu získaného z dat DMR4G/5G. Krátkovlnné variace tíhových anomálií byly tímto vyhlazeny.
- Byla určena empirická kovarianční funkce dat vzhledem k tíhovému modelu v závislosti na sférické vzdálenosti v síti bodů pro výpočet kolokace.
- Redukované tíhové anomálie byly převedeny na výškové anomálie a jejich střední chyby pomocí kolokace nejmenších čtverců.

- Byl spočítán vliv topografie na výškové anomálie a hodnoty přičteny k hodnotám výšek.
- Dále byl vypočten vliv globálního tíhového modelu EGM2008 a přičten k predikovaným hodnotám.

Jednotlivé kroky jsou popsány dále včetně nastavených hodnot v GRAVSOFTE.

Příprava vstupních dat

Softwarový balík obsahuje globální model geopotenciálu EGM96. Pro účely této práce bylo rozhodnuto, že bude použit novější a detailnější model EGM2008. Pro tento model byly připraveny soubory, které jsou pro práci s GRAVSOFTE nezbytné.

Jedním souborem jsou Stokesovy koeficienty až do maximálního stupně a řádu, tedy v případě EGM2008 jsou k dispozici až do stupně 2190, resp. řádu 2159. Druhým souborem je soubor EGM2008.edg, který obsahuje tzv. error degree variances. Pokud není k dispozici, může být vytvořen pomocí aplikace *degv.for* v jazyce Fortran, která je součástí balíku GRAVSOFTE.

Tíhové anomálie byly převzaty z gravimetrického mapování ze 70. let 20. století. Skutečná tíhová zrychlení byla převedena na Bougerovy anomálie a následně na anomálie z volného vzduchu v referenčním systému GRS80, souřadnice měřených bodů byly převedeny ze systému S-42 do ETRS89. K tomuto kroku byly vytvořeny autorem dvě manipulační konzolové aplikace *AddBouger* a *AddGravity*.

Konfigurační soubor je patrný z Obr. 35.

```
<?xml version="1.0" encoding="utf-8"?>
<configuration>
  <appSettings>
    <!-- Nazev vstupniho souboru -->
    <add key="input" value="vstup.tif" />
    <!-- Nazev vystupniho souboru -->
    <add key="output" value="vystup.tif" />
    <!-- Hodnota normalniho tihoveho zrychleni na rovníku [mGal]-->
    <add key="EGamma" value="978032,67715" />
    <!-- Hodnota koeficientu pro vypocet Bougerovy anomalie -->
    <add key="BG" value="0,1967" />
    <!-- Redukce hodnot merene tize (napr. g-980000) -->
    <add key="ShiftTize" value="980000" />
    <!-- Hodnoty pro prevod zemepisnych souradnic z S-42 do WGS84/ETRS (B -1,4"; L -6,1")-->
    <add key="PrevodB" value="-1,4" />
    <add key="PrevodL" value="-6,1" />
    <!-- Hodnota pro korekci tize z ruznych realizaci systemu S-Gr -->
    <add key="PrevodTize" value="-13,8" />
  </appSettings>
</configuration>
```

Obr. 35 konfigurační soubor aplikace AddBouger

Výpočet gravimetrického kvazigeoidu

Proces výpočtu metodou remove-compute-restore probíhá v několika krocích. Nejprve jsou vstupní anomálie z volného vzduchu zbaveny dlouhovlnného vlivu pomocí globálního geopotenciálního modelu, v našem případě EGM2008.

1. Redukce globálního vlivu EGM2008

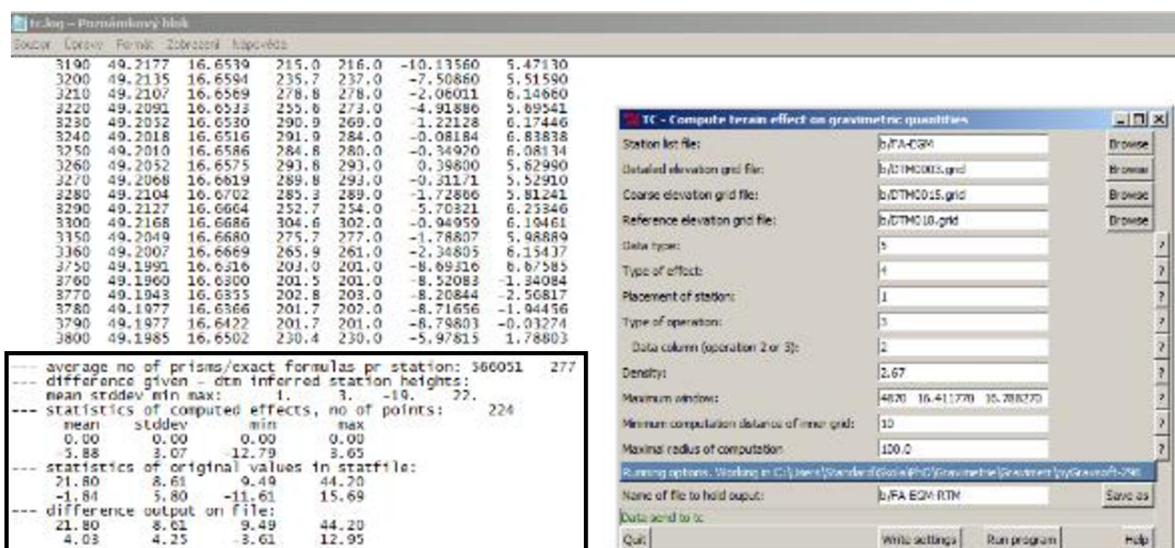
The screenshot displays the 'Gravity Model Evaluation' software interface. On the left, a grid of gravity data is shown with columns labeled 'Easting', 'Northing', 'Easting', 'Northing', 'Easting', and 'Northing'. The data values range from 500 to 3700. Below the grid, a 'COMPARISON OF PREDICTIONS AND OBSERVATIONS' table is visible, showing 'OBSERVATIONS', 'PREDICTIONS', 'DIFFERENCE', and 'ERROR ESTIMATES' for 'MEAN', 'ST. DEVI.', 'MAX', and 'MIN'. The 'MEAN' row shows a difference of 1.844222. Below the table, a 'DISTRIBUTION OF DIFFERENCES, UNITS: 0.000000' is shown with a histogram-like representation. At the bottom, it states 'GRACEO TERMINATED AT: Wed Jun 20 12:14:50 2012'.

On the right, the 'Gravity Model Evaluation' configuration window is open. It shows various settings for the gravity model, including 'Solve reference system' (set to 'WGS84'), 'Input gravity model file path' (set to 'C:\Program Files\AddBouger\EGM2008.tif'), 'Input datum name' (set to 'WGS84'), and 'Input datum ellipsoid' (set to 'WGS84'). The 'Configure parameters' section is also visible, showing 'Input datum code' (set to '13') and 'Should a grid be used in computations?' (set to 'No').

Obr. 36 redukce vlivu EGM2008

2. Redukce lokálních vlnových délek pomocí reziduální topografie (RTM)

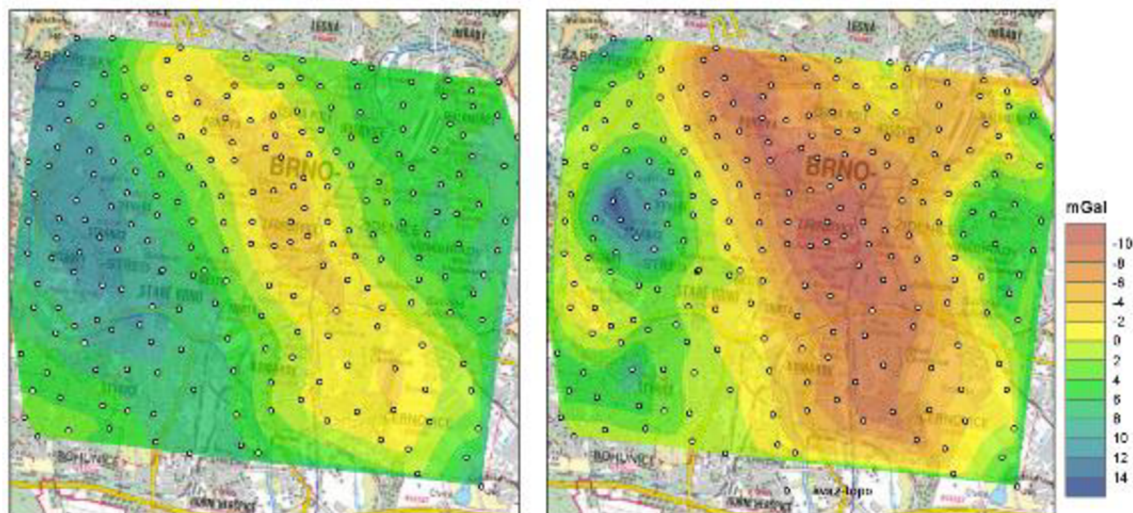
Výpočet probíhá na základě tzv. prism-integration, což je technologie, kdy se z rastru DMR vytváří 3D hranoly, jejichž tíhový účinek je následně počítán z objemu a hustoty. Newtonovský efekt každého hranolu ve výpočetním bodě je poté integrován přes celý rastr modelu reliéfu. Blíže je tato technologie popsána např. v (Hirt, Flury, 2008). GRAVSOFTE umožňuje výpočet topografického efektu pomocí modulu TC. Ve vstupní konfiguraci je možné nastavit výpočet pro tíhovou anomálii, tíhovou poruchu, výškovou anomálii nebo složky tížnicových odchylek. Záleží pochopitelně na vstupním rastru a jeho přesnosti a na charakteristice okolního terénu samého. Vstupní hustota se volí obvyklá, tedy 2670 kg/m^3 (viz Obr. 37).



Obr. 37 redukce vlivu topografie

Vliv topografie byl modelován na základě digitálního modelu reliéfu. Tento model vstupoval do výpočetního jádra TC programu GRAVSOFTE. Jak je patrné z Obr. 37, původní hodnoty byly v rozsahu 9,49 do 44,20 mGal. Redukce topografie hodnoty vyhladila tak, že se nacházely

v intervalu -3,61 do 12,95 mGal. Směrodatná odchylka vyjadřující variabilitu se snížila z původní 8,61 mGal na 4,25 mGal, tedy více než dvojnásobně.



Obr. 38 vlevo redukované anomálie bez vlivu topografie, vpravo anomálie bez globálního vlivu

Z výsledků je patrné, že vliv topografie má velký význam a jeho správný výpočet je kritický pro danou úlohu. Výpočetní proces byl otestován na území Brna a bude v budoucnu použit v dalších výzkumných aktivitách, zejména v horském prostředí v lokalitě Dolní Morava. Cílem budoucí práce je i využít velmi detailní modely terénního reliéfu získané technologií leteckého skenování. Autor dlouhodobě uvažuje o modifikaci výpočtu s použitím elipsoidických výšek a tíhových poruch, tedy aby byla splněna podmínka v rovnici

$$W_p = U_p \quad 4.1$$

Obr. 39 gravimetrický kvazigeoid v síti AGNES

Porovnání metod určení kvazigeoidu

Výpočet gravimetrického kvazigeoidu byl proveden pro ověření výsledků astrogeodetického určení astronomického kvazigeoidu. Z výsledků porovnání, které již byly publikovány např. (Volarik et al., 2013) vyplývá, že oba modely jsou totožné se směrodatnou odchylkou 3 mm.

4.3.2 Shrnutí

V této kapitole autor nastínil postup výpočtu gravimetrického kvazigeoidu a doposud provedené činnosti v experimentální síti AGNES. Z porovnání modelů astronomického a gravimetrického kvazigeoidu vyplývá, že rozdíl se pohybuje v řádu milimetrů. Autor doporučuje v rámci této přesnosti revidovat postup výpočtu a zahrnout do tohoto výpočtu i vliv atmosféry a topografie dle práce (Novák, 2000) a uvažovat s variacemi vlivem atmosféry, které dosahují hodnot v řádu centimetrů. Tyto výsledky však musí být ještě ověřeny.

5 Splnění cílů práce

Cílem této bylo provést zpracování tíhových pozemních dat v kombinaci s družicovými daty s přihlédnutím k jejich časovým variacím způsobeným neslapovými a nerotačními účinky. Bylo provedeno několik experimentů, jejichž výsledky byly publikovány. Vliv atmosféry na tíhová měření byl ověřen na datech ze stanice Pecný a následně bylo ověřeno využití globálních modelů GGOS Atmosphere a GRACE GAA pro výpočet poruchového účinku v libovolném místě. Výpočet byl diskutován pro území Brna a výzkumnou síť AGNES. V rámci této sítě byl také porovnán výpočet kvazigeoidu nezávislými metodami, čímž byla osvědčena nutnost uvážení vlivu časových variací. Globální model klimadat byl aplikován pro výpočet vlivu hydrosféry na tíhová data ze stanice Pecný, přičemž byla diskutována možnost využití globálních modelů pro další lokality nebo pro globální rozsah.

6 Závěr

Tato práce se zabývala vlivem atmosféry a hydrosféry na časové variace (poruchy) tíhového pole a zprostředkovaně na měřené tíhové zrychlení a tížnicové odchylky.

Výsledky porovnání nezávislého určení kvazigeoidu na území Brna ukázaly možnosti určení lokálního modelu s milimetrovou přesností. Na této úrovni už musí být uvažováno s časovými variacemi vlivem neslapových a nerotačních účinků. V této práci byl vyčíslen vliv atmosféry pomocí časových variací. Dosažené hodnoty ukazují, že výška geoidu se díky mění v řádu centimetrů. Tato hodnota odpovídá dosavadní literatuře, nicméně vyžaduje další ověření.

Bylo prezentováno několik přístupů k procesu eliminace vlivu atmosféry ze signálu dlouhodobých observací relativního tíhového zrychlení. Dále bylo prezentováno využití globálního klimatického modelu GLDAS pro určení průběhu klimatických veličin v daném místě a čase. Byl ověřen výpočet variace vlivem podzemní vody a půdní vlhkosti a tento výpočet byl ověřen na nezávislých datech. Autor na základě analýzy a dalších znalostí navrhuje v budoucnu zabývat se bilancí výpar/odtok.

Výsledky této práce a popisy jednotlivých metod by měly být využity pro budoucí výzkumné aktivity. Autor spatřuje velký potenciál v mezioborovém výzkumu v souvislosti s aktuálním trendem globální změny klimatu, kde by mohly být znalosti geodynamických procesů s výhodou využity.

7 Literatura

1. Amos M. J., Featherstone W. E. (2003): Comparisons of Recent Global Geopotential Models with Terrestrial Gravity Field Data over New Zealand and Australia. In *Geomatics Research Australasia*.
2. Amos M. J. (2007): Quasigeoid Modelling in New Zealand to Unify Multiple Local Vertical Datums. PhD Thesis. Curtin University of Technology, 2007.
3. Balmino G. et al (2002): GOCE: Preparation of the GOCE Level 1 to Level 2 Data Processing. Graz, 2002. Dostupné http://esamultimedia.esa.int/docs/GOCE12_Final_Report_r1_0.pdf.
4. Balmino G. et al. (2011): Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. In *Journal of Geodesy*. Springer-Verlag, 2011. DOI 10.1007/s00190-011-0533-4.
5. Barthelmes F. (2013): Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models. In *Scientific Technical Report STR09/02*. GeoForschungsZentrum Potsdam, 2013.
6. Bendat J. S., Piersol A. G.: Random Data: Analysis & Measurement Procedures. 2010. Wiley. 4th edition. 640 p. ISBN: 978-0-470-24877-5.
7. BKG: *Atmacs – Atmospheric attraction computation service* [online]. Dostupné <http://atmacs.bkg.bund.de/docs/data.php>.
8. Boy J. P., Hinderer J. (2005): Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data. In *Journal of Geodynamics*. Elsevier, 2005. 227-233.
9. Burša M., Pěč K. (1988): Tíhové pole a dynamika Země, Academia Praha, 1988.

10. Burša M. (2004): Geopotenciál. Teoretické základy a modely, díl I. Ministerstvo obrany České republiky, Dobruška, 2004. ISBN 80-7278-224-X.
11. Creutzfeldt B. (2010): The effect of water storages on temporal gravity measurements and the benefits for hydrology. Cumulative dissertation. University of Potsdam.
Dostupné <http://opus.kobv.de/ubp/volltexte/2010/4857/>
12. Crossley D. et al. (2009): Validation of GRACE data using GGP stations from Europe and Asia. 2009. Dostupné [http://www.eas.slu.edu/GGP/fullpapers/crossley_etal_validation_bim09.pdf](http://www.eas.slu.edu/GGP/fullpapers/crossley_etal_grace_validation_bim09.pdf).
13. Crossley D. et al. (2012): A comparison of the gravity field over Central Europe from superconducting gravimeters, GRACE and global hydrological models, using EOF analysis. In *Geophysical Journal International*. Vol. 189, No. 2. 877-897.
14. Český úřad zeměměřický a katastrální: Geoportál ČÚZK. Datové sady. [online]. Dostupné z: <http://geoportal.cuzk.cz/>.
15. Darbeheshti N. (2009): Modification of the Least-Squares Collocation Method for Non-Stationary Gravity Field Modelling. PhD Thesis. Curtin University of Technology, 2009.
16. El Brirchi El H., El Azzab D. (2011): Improving geoid determination over Morocco area using GOCE level 2 data. In *Proc. of 4th International GOCE User Workshop*. Munich, Germany. 2011.
17. The European GOCE Gravity Consortium EGG-C (2014): GOCE High Level Processing Facility, GOCE Level 2 Product Data Handbook. 2014. Dostupné https://earth.esa.int/documents/10174/1650485/GOCE_Product_Data_Handbook_Level-2.

18. Flechtner F., Thomas M., König R. (2008): A long-term model for non-tidal atmospheric and oceanic mass redistributions and its implications on LAGEOS-derived solutions of Earth's oblateness. Helmholtz Centre Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences. ISSN 1610-0956.
19. Francis O. et al. (2013): The European Comparison of Absolute Gravimeters 2011 (ECAG-2011) in Walferdange, Luxembourg: results and recommendations. In *Metrologia*. Vol. 50. 257-268.
20. GFZ Potsdam [online]: International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Citováno červen 2016. Dostupné <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM>
21. Gisinger C. et al. (2010): Ice Mass Change versus Gravity – Local Models and GOCE's Contribution. In *Proc. ESA Living Planet Symposium*. Bergen, Norway. 2010.
22. GWR Instruments, Inc. (2011): Observatory Superconducting Gravimeter (OSG). San Diego, 2011.
23. Hasan S., Troch P. A., Boll J., Kroner C. (2006): Modeling the Hydrological Effect on Local Gravity at Moxa, Germany. In *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 7. American Meteorological Society, 2006. 346-354.
24. Hasan S. (2009): Terrestrial water storage change from temporal gravity variation. PhD Thesis. Wageningen University, Netherlands, 2009.
25. Hirt C., Flury J. (2008): Astronomical-topographic levelling using high-precision astrogeodetic vertical deflections and digital terrain model data. In *Journal of Geodesy*. Springer-Verlag, 2008. Vol. 82. 231-248.
26. Hirt C. (2012): Efficient and accurate high-degree spherical harmonic synthesis of gravity field functionals at the Earth's surface

- using the gradient approach. In *Journal of Geodesy*. Springer-Verlag, 2012.
27. Huang J. (2002): Computational Methods for the Discrete Downward Continuation of the Earth Gravity and Effects of Lateral Topographical Mass Density Variation on Gravity and the Geoid. PhD Thesis. University of New Brunswick.
28. IAG [online]: The Global Geodetic Observing System Portal. Citováno červen 2016. Dostupné <http://www.ggos-portal.org/>
29. Jekeli C. (1999): An analysis of vertical deflections derived from high-degree spherical harmonic models. In *Journal of Geodesy*. Springer-Verlag, 1999. Vol. 73. 10-22.
30. Jekeli C. (2007): Potential Theory and Static Gravity Field of the Earth. In *Treatise on Geophysics*. Elsevier, 2015. 9-35.
31. Karbon M. et al. (2011): Atmospheric effects on the Earth gravity field featured by TU Vienna. In *Vermessung & Geoinformation*. Vol. 2/2011. 122-130. Dostupné http://ggosatm.hg.tuwien.ac.at/DOCS/PAPERS/2011VGI_Karbon_etal.pdf.
32. Kiamehr R. (2006): Precise Gravimetric Geoid Model for Iran Based on GRACE and SRTM Data and the Least-Squares Modification of Stokes' Formula with Some Geodynamic Interpretations. Doctoral Dissertation. Royal Institute of Technology (KTH). Stockholm, 2006.
33. Klügel T., Wziontek H.: Correcting gravimeters and tiltmeters for atmospheric mass attraction using operational weather models. In *Journal of Geodynamics*. 2009. No. 48. 204-210 p.
34. Kratochvíl R. et al. (2016): Porovnání profilů kvazigeoidu určených různými metodami. In *Geodetický a kartografický obzor*. Ročník 62/104, 2016, číslo 6. ISSN 1805-7446. Dostupné z http://egako.eu/wp-content/uploads/2016/07/gako_2016_06.pdf

35. Lampitelli C., Francis O. (2010): Hydrological effects on gravity and correlations between gravitational variations and level of the Alzette River at the station of Walferdange, Luxembourg. In *Journal of Geodynamics*. Elsevier, 2010.
36. Losch M., Seufer V. (2003): How to Compute Geoid Undulations (Geoid Height Relative to a given Reference Ellipsoid) from Spherical Harmonic Coefficients for Satellite Altimetry Applications. GeoForschungZentrum Potsdam. Wessling, Germany.
37. Machotka R., Kuruc M., Volařík T. (2013): Local quasigeoid model creation from astrogeodetic measurements. In *Studia Geophysica et Geodaetica*, 2013, roč. 57, č. 1, s. 27-46. ISSN: 0039- 3169.
38. Machotka R. (2013): Automatizace astronomického určování polohy. VUT v Brně, Brno. Habilitační práce.
39. Meurers B., Van Camp M., Petermans T. (2007): Correcting superconducting gravity time-series using rainfall modelling at the Vienna and Membach stations and application to Earth tide analysis. In *Journal of Geodesy*. Springer-Verlag. 2007. s. 703-712.
40. Nahavandchi H. (2004): A new strategy for the atmospheric gravity effect in gravimetric geoid determination. In *Journal of Geodesy*. Springer-Verlag. 2004. Vol. 77. s. 823-828.
41. NASA [web]: Shuttle Radar Topography Mission. Jet Propulsion Laboratory, NASA. Citováno červen 2016. Dostupné <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>.
42. NASA (2002): Gravity Recovery and Climate Experiment. Dostupné <https://mynasadata.larc.nasa.gov/docs/GRACEBack.pdf>.
43. Neumeyer J., Barthelmes F., Kroner C., Petrovic S., Schmidt R., Virtanen H., Wilmes H. (2008): Analysis of gravity field variations derived from Superconducting Gravimeter recordings, the GRACE

- satellite and hydrological models at selected European sites. *Earth Planets and Space*, vol. 60, no. 5, 505-518.
44. Neumeyer J. (2010): Superconducting Gravimetry. In *Sciences of Geodesy*. Springer-Verlag, 2010.
45. Novák P. (2000): Evaluation of Gravity Data for the Stokes-Helmert Solution to the Geodetic Boundary-Value Problem. Ph.D. dissertation, Department of Geodesy and Geomatics Engineering Technical Report No. 207, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Canada.
46. Okiwelu A. A., Okwueze E. E., Ude I. O. (2011): Determination of Nigerian Geoid Undulations from Spherical Harmonic Analysis. In *Applied Physics Research*. ISSN 1916-9647. Vol. 3, No. 1.
47. Pálinskáš V., Kostelecký J. (ml.), Šimek J. (2010): A Feasibility of Absolute Gravity Measurements in Geodynamics. In *Acta Geodynamica et Geomateriala*. Vol. 7, No. 1(157). 61-69.
48. Pavlis N. K. et al. (2012): The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). In *Journal of Geophysical Research*. Vol. 117.
49. Petit G., Luzum B. (2010): IERS Conventions (2010). IERS Technical Note No. 36. Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main, 2010.
50. Puchrik L., Kuruc M., Machotka R., Volařík T. (2013): Lokální kvazigeoid na území města Brna, srovnání výsledků metody GNSS/nivelace a astronomických a tíhových měření. In *Družicové metody v geodézii a katastru*, Sborník referátů. Brno: ECON publishing, s.r.o., 2013. s. 1-5. ISBN: 978-80-86433-57- 8.
51. Rapp R. H. (1997): Use of potential coefficient models for geoid undulation determinations using a spherical harmonic representation

- of the height anomaly/geoid undulation difference. In *Journal of Geodesy*. Springer-Verlag, 1997. Vol. 71. 282-289.
52. Reynolds J. M.: An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. 1997. John Wiley & Sons. ISBN 0471955558.
53. Rodell M. et al. (2004): The Global Land Data Assimilation System. In *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2004. Vol. 85, No. 3. 381-394.
54. Rui H., Beaudoin H. (2015): README Document for Global Land Data Assimilation System Version 2 (GLDAS-2) Products. Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, 2015.
Dostupné
http://hydro1.sci.gsfc.nasa.gov/data/s4pa/GLDAS/GLDAS_NOAH10_M.2.0/doc/README_GLDAS2.pdf.
55. Schmidt, R. et al. (2006): GRACE observations of changes in continental water storage. In *Global and Planetary Change*. Vol. 50, No. 1-2, 112-126.
56. Spane F. A., Jr. (1999): Effects of Barometric Fluctuations on Well Water-Level Measurements and Aquifer Test Data. Pacific Northwest National Laboratory, Washington.
57. Tapley B. et al. (2005): GGM02 – An improved Earth gravity field model from GRACE. In *Journal of Geodesy*. Springer-Verlag. Vol. 79. 467-478.
58. Tenzer R. et al. (2006): Atmospheric effects in the derivation of geoid-generated gravity anomalies. In *Stud. Geophys. Geod.*, Praha, 2006. Vol. 50 (2006), s. 583–593.
59. Tregoning P., McClusky S. C. (2011): Deriving groundwater estimates in Australia from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) observations. In *WIRADA Science Symposium Proceedings*. Melbourne, 2011.

60. Tscherning C. C., Knudsen P., Forsberg R. (1994): Description of the GRAVSOF T package. Geophysical Institute, University of Copenhagen, Technical Report, 4th edition, 1994.
61. Tscherning C. C. [online]: Geoid determination by least-squares collocation using GRAVSOF T. University of Copenhagen, Denmark. Dostupné z <http://cct.gfy.ku.dk/milano2.htm>.
62. USGS [web]: Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010). U. S. Department of Interior, USGS. Dostupné <https://lta.cr.usgs.gov/GMTED2010>. Citováno červen 2016.
63. Van Camp M., Vauterin P. (2005): Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. In *Computers & Geosciences*, 31(5), s. 631-640, doi: 10.1016/j.cageo.2004.11.015, 2005.
64. Van Dam T. M., Blewitt G., Heflin M. B. (1994): Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations. In *Journal of Geophysical Research*. American Geophysical Union, 1994. Vol. 99, No. B12. 23939-23950.
65. Vátrt V. (2012): Vývoj konstanty W_0 – geopotenciálu na geoidu. Teze přednášky ke jmenovacímu řízení. Vutium, Brno, 2012. Dostupné <http://www.vutium.vutbr.cz/tituly/pdf/ukazka/978-80-214-4621-2.pdf>.
66. Veselinova-Rangelova R. (2007): A Dynamic Geoid Model for Canada. PhD thesis, University of Calgary. Calgary, Alberta. Dostupné z http://www.ucalgary.ca/engo_webdocs/MGS/07.20261.ERangelova.pdf.
67. Virtanen H. (2006): Studies of Earth Dynamics with the Superconducting Gravimeter. Academic dissertation. University of Helsinki, Helsinki, 2006.

68. Voigt C., Denker H., Hirt C. (2009): Regional Astrogeodetic Validation of GPS/Levelling Data and Quasigeoid Models. In *Observing our Changing Earth*. Springer-Verlag, 2009. ISBN 978-3-540-85426-5. 413-420.
69. Voigt C., Rülke A., Denker H., Ihde J., Liebsch G. (2010): Validation of GOCE products by terrestrial data sets in Germany. In *GEOTECHNOLOGIEN Science Report*. Potsdam, 2010. Vol. 17. 106-111.
70. Volařík T. (2013): Tíhové pole na území města Brna. In *Sborník anotací Juniorstav 2013*. Brno: Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, 2013. s. 1-5. ISBN: 978-80-214-4670- 0.
71. Volařík T., Machotka R., Kuruc M., Puchrik L., Jurčík J. (2013): Determination of quasigeoid in local network using modern astrogeodetic technologies. In *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 2013, roč. 10, č. 4, s. 437-442. ISSN: 1214- 9705.
72. Yildiz H., Forsberg R., Tscherning C. C., Strykowski G. (2011): Impact of GOCE on the Nordic gravity field modelling. In Proc. of 4th International GOCE User Workshop. Munich, Germany, 2011.
73. Yildiz H. (2012): A study of regional gravity field recovery from GOCE vertical gravity gradient data in the Auvergne test area using collocation. In *Stud. Geophys. Geod.* Institute of Geophysics, Prague, 2012. Vol. 56. 171-184.
74. Wahr J. (1996): Geodesy and Gravity. Class notes. University of Colorado. Samizdat Press, Colorado, 1996.
75. Wang L. (2011): GOCE Gravity models and Gravity Gradient Assessment. Master thesis. University of Stuttgart, 2011.

Seznam obrázků

| | |
|--|----|
| Obr. 1 typy parametrů: zonální (vlevo), sektoriální (uprostřed) a tesserální (vpravo)..... | 14 |
| Obr. 2 globální variace výšek geoidu vlivem atmosféry | 16 |
| Obr. 3 slapové systémy a vztahy mezi nimi podle Petit G., Luzum B., 2010..... | 18 |
| Obr. 4 absolutní gravimetr Micro-g LaCoste FG5 | 19 |
| Obr. 5 simulace pádu hranolu, modrá linie sinusoida dle rovnice 2.10, červené body průchody sinusoidy nulou..... | 20 |
| Obr. 6 srovnávací měření absolutních gravimetrů ECAG 2011 ve Walferdange | 21 |
| Obr. 7 supravodivý gravimetr GWR OSG-050 ve slapové stanici Pecný | 22 |
| Obr. 8 MAAS-1 na pilíři terasy Ústavu geodézie VUT v Brně | 28 |
| Obr. 9 kompletní systém MAAS-1 během přípravy observace..... | 29 |
| Obr. 10 ilustrace družic GRACE (NASA)..... | 31 |
| Obr. 11 dvojice družic GRACE při vývoji (NASA) | 33 |
| Obr. 12 družice GOCE (ESA) | 34 |
| Obr. 13 poslední okamžik družice GOCE zachycený ve 21.20 na Falklandech (ESA, copyright Bill Chater)..... | 35 |
| Obr. 14 web portálu ISDC | 37 |
| Obr. 15 vstupní chodba ke stanici ve Walferdange | 38 |
| Obr. 16 ukázka datového souboru modelu GAA | 41 |
| Obr. 17 ukázka datového souboru GGOS AGC | 45 |
| Obr. 18 ukázka modelu DMR 4G na území Brna (patrné těleso dálnice) | 48 |
| Obr. 19 zadání územního rozsahu modelu SRTM v portálu Earth Explorer..... | 49 |
| Obr. 20 náhled portálu GLDAS pro stažení dat..... | 52 |
| Obr. 21 vizualizace geoidu z modelu GOCE | 56 |
| Obr. 22 výsledek profilingu funkce undulation a undulation_opt | 58 |
| Obr. 23 náhled na datový soubor TSF pro program TSoft | 59 |

| | |
|---|----|
| Obr. 24 výška geoidu model GGSO Atmo (nahore) a model GRACE GAA (dole) | 61 |
| Obr. 25 amplituda přenosové funkce, frekvence v cyklech za den (cycles per day, cpd) | 66 |
| Obr. 26 původní signál tíhových reziduí (červeně) a signál opravený frekvenčně-závislou přenosovou funkcí (modře), datum je vyjádřeno pomocí modifikovaného Juliánského data (MJD) | 67 |
| Obr. 27 spektrogramy signálu tíhových reziduí: (a) neopraveného: (b)opraveného konstantním koeficientem; (c) opraveného frekvenčně-závislou přenosovou funkcí a (d) opraveného pomocí atmosferických modelů BKG | 67 |
| Obr. 28 Porovnání modelu GGOS a GRACE GAA | 68 |
| Obr. 29 topografie stanice Pecný (data z DMR4G) | 69 |
| Obr. 30 obsah půdní vlhkosti v lednu a červenci 2007 | 72 |
| Obr. 31 výpar v období leden a červenec 2007 | 73 |
| Obr. 32 Porovnání signálu ze stanice Strasbourg (Boy) a vlastním výpočtem. | 74 |
| Obr. 33 redukce signálu hydrosféry na stanici Pecný pomocí modelu GLDAS | 75 |
| Obr. 34 rozložení bodů AGNES | 78 |
| Obr. 35 konfigurační soubor aplikace AddBouger | 81 |
| Obr. 36 redukce vlivu EGM2008 | 81 |
| Obr. 37 redukce vlivu topografie | 82 |
| Obr. 38 vlevo redukované anomálie bez vlivu topografie, vpravo anomálie bez globálního vlivu | 83 |
| Obr. 39 gravimetrický kvazigeoid v síti AGNES | 83 |

Seznam tabulek

| | |
|--------------------------------------|----|
| Tab. 1 charakteristika GLDAS-2 | 51 |
|--------------------------------------|----|