

Vztah geodézie a příbuzných vědních oborů

diplomová práce

Bc.Petr Lahoda

Poděkování:

Děkuji svému vedoucímu diplomové práce, profesoru Josefu Kabeláčovi, za poskytnutí podstatné části použité literatury, za rady a podporu při tvorbě této diplomové práce.

Místopřísežné prohlášení:

Závazně prohlašuji, že jsem celou práci vypracoval samostatně s využitím uvedené literatury 7.5.2006.

Obsah:

Úvod

1. Historie měření velikosti a tvaru Země

- 1.1 První určení poloměru Zeměkoule
- 1.2 Středověké měření Země
- 1.3 Nové názory na tvar Země
- 1.4 První stupňové měření na našem území

2. Vztah geodézie a ostatních vědních oborů

- 2.1 Obory, kde je geodézie aplikována
- 2.2 Geodézie a ostatní přírodní vědy

3. Definice vyšší geodézie a její úkoly

- 3.1 Vztahy mezi dvěma elipsoidy
 - 3.1.1 Besselův elipsoid
 - 3.1.2 WGS84
- 3.2 Odvození transformačních rovnic mezi dvěma souřadnicovými systémy
- 3.3 Příklad výpočtu vztahů mezi dvěma elipsoidy

4. Organizace geodézie

- 4.1 Definice zeměměřické profese podle FIG
- 4.2 Definice zeměměřické profese podle CLGE
- 4.3 Zeměměřické profesní organizace
 - 4.3.1 Mezinárodní trendy
 - 4.3.2 Česká republika
- 4.4 Mezinárodní konstanty pro geodézii a astrofyziku

5. Pohyby Země a její časové změny

- 5.1 Měření času
- 5.2 Systém času a jednotky
- 5.3 Vztah mezi TAI a UTC
- 5.4 Pohyby pólu
- 5.5 Změna UT1-UTC
- 5.6 Precese
- 5.7 Nutace
- 5.8 Pohyb litosférických desek
 - 5.8.1 Příklad výpočtu pohybů Zemských ker

6. Země, její velikost a tvar

- 6.1 Elipsoid
 - 6.1.1 Přehled důležitých elipsoidů
 - 6.1.2 Poloměry křivosti v libovolném bodě na elipsoidu
 - 6.1.2.1 Příčný poloměr křivosti N
 - 6.1.2.2 Meridiánový poloměr křivosti M

- 6.1.2.3 Délkové elementy na poledníku a rovnoběžce
- 6.2 Výpočet délky oblouku rovnoběžky na různých elipsoidech

7. Atmosféra

- 7.1 Složení a vertikální členění atmosféry
- 7.2 Astronomická a terestrická refrakce
 - 7.2.1 Jevy vyvolané astronomickou refrakcí
 - 7.2.1 Jevy vyvolané terestrickou refrakcí
- 7.3 Hustota atmosféry
 - 7.3.1 Změny v hustotě atmosféry
- 7.4 Rotace atmosféry

8. Závěr

9. Seznam literatury

Úvod

Tato práce se zabývá vztahem geodézie a příbuzných vědních oborů. Snahou bylo dokázat, že geodézie je jako věda propojena s řadou ostatních vědních oborů. O některých se tato práce zmiňuje pouze okrajově a některé jsou rozebrány do větších detailů.

Je zde zpracována historie i současnost měření velikosti a tvaru Země, rozdělení geodézie a její profesní organizace, úkoly vyšší geodézie, pohyby Země a její časové změny a dále vliv atmosférických jevů na geodetická měření.

Dále jsou u některých kapitol této práce uvedeny příklady a postup výpočtů. Například vztah mezi dvěma elipsoidy, pohyby zemských ker nebo výpočet délkových elementů v rovnoběžce v různých zeměpisných šířkách různých elipsoidů.

1. Historie měření velikosti a tvaru Země

V dobách starých národů jako byli Babyloňané nebo Egyptané, byl tvar Země všeobecně považován za jakousi placku, která se pohybuje na vodní hladině. Mezi prvními, kdo vyslovil teorii o tom, že Země má kulový tvar byl zřejmě Pythagoras, který to ve své škole v Athénách také oficiálně hlásal.

1.1 První určení poloměru Zeměkoule

První důkaz o kulovitosti Země však podal až Erathostenes (276-195 př.n.l.). Ten zvolil dvě místa, ležící přibližně na stejném poledníku a jejich vzdálenost odhadl podle cestovních dní kupeckých karavan. Rozdíl zeměpisných šířek určil podle sklonu slunečních paprsků v jednotlivých místech. Měření prováděl v době letního slunovratu. Pro poloměr Zeměkoule získal hodnotu $R=6\ 844$ km; chyba byla 7,3%. Uvážíme-li podmínky při určení tohoto poloměru, musíme obdivovat Eratosthénovy znalosti a jeho měřičské umění.

Stejným způsobem jako Eratosthénos určil velikost Země asi o 150let později řecký filozof Poseidonios (135-51 př.n.l.). Pozoroval, že v určité době je vidět hvězdu Canopus na ostrově Rhodos přímo na mořském horizontu, kdežto v Alexandrii je asi $7^{\circ}30'$ nad obzorem. Vzdálenost obou míst určil odhadem podle plavby lodí. Z jeho výpočtů vyšel poloměr Zeměkoule $R=6\ 570$ km. Tento velmi dobrý výsledek byl náhodný, neboť rozdíl zeměpisných šířek Alexandria-Rhodos není $7^{\circ}30'$, ale jen $5^{\circ}14'$ a i vzdálenost mezi oběma místy nebyla určena přesně. Není známo, jestli Poseidonos měřil obvod Země ještě jindy, ale řecký geograf Strabo uvádí, že Poseidonos učil poloměr Země 5 300 km, tedy o celých 1 000 km menší než ve skutečnosti. Je zajímavé, že tento rozměr použil asi v r. 130 n.l. astronom a geograf Ptolemaios pro konstrukci mapy světa. Dále od Ptolemaia převzali tuto malou hodnotu zemského poloměru středověcí mořeplavci, např. Kryštof Kolumbus.

1.2 Středověké měření Země

Kalif Al-Manun vydal v r.827 rozkaz k určení poloměru Země. Arabští učenci tehdy zaměřili západně od Bagdádu délku oblouku odpovídající 2° na zemském poledníku. Zeměpisné šířky koncových bodů určili astronomicky. Výsledek byl pouze o 4% větší než hodnota správná.

Uplynulo bezmála 1000 let od Eratosthénových měření, než se začala prosazovat teorie o tom, že Země nemá kulovitý tvar a začala epocha Země jako elipsoidu. V tomto dlouhém období nejsou žádné zprávy o určování poloměru Země. Výsledky antických učenců byly zničeny, křesťanství nepřálo rozvoji přírodních věd a po pádu Říše římské nastal v Evropě obrovský úpadek přírodních věd. Dokonce v této době znovu ožil názor, že Země je plochý kotouč, který pluje na vodě. Není bez zajímavosti, že Kryštof Kolumbus musel 2 000 let po Pythagorovi těžce prosazovat názor o kulovém tvaru Země.

1.3 Nové názory na tvar Země

Kopernikovy, Keplerovy, Galileovy a především Newtonovy a Huygensovy práce byly příčinou toho, že se na tvar Země začalo pohlížet jako na rotační elipsoid. K tomuto názoru se došlo v důsledku nových teoretických znalostí a přesných měření. K potvrzení tohoto názoru přispěly zkušenosti astronoma Richera, který byl v r.1672 vyslán do Cayenne v Jižní Americe, aby zaměřil paralaxu planety Mars. Richer zjistil, že jeho kyvadlové hodiny, které šly v Paříži správně, se v Cayenne zpožďují o 2,5 minuty za den. K obnovení jejich správného chodu proto musel zkrátit kyvadlo téměř o 3 mm. Toto zkrácení je ve shodě se zmenšením zemské tíže pro místa bližší rovníku.

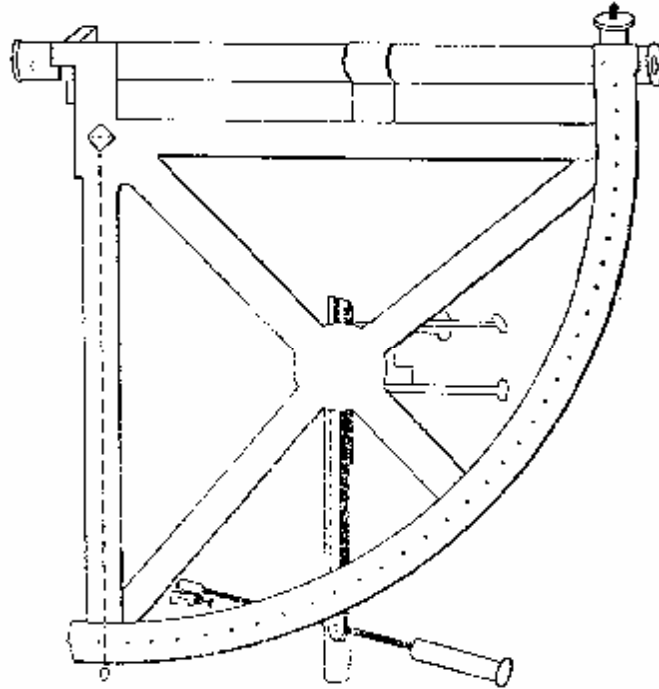
Isaac Newton, který znal již od roku 1665 všeobecný gravitační zákon a Christian Huygens (autor teorie fyzického kyvadla) vysvětlovali zpoždování Richerových kyvadlových hodin po jejich přemístění z Paříže do místa na rovníku jako nutný důsledek zploštění Země na pólech – místo na rovníku je vzdálenější od středu Země než na 50° zeměpisné šířky (Paříž) a je zde proto menší gravitační síla, a doba kyvu stejného kyvadla musí být delší [1].

Teoretické úvahy a výpočty většiny slavných matematiků a fyziků (Clairaut, Bouguer aj.) potvrzovaly Newtonův názor o zploštění Země na pólech. Přesto se ale dál vedly učené spory. Když v roce 1725 zahájila svou vědeckou činnost petrohradská Akademie věd, obhajoval tehdy její nejstarší a nejváženější člen J.Herman Newtonovu teorii o sféroidickém tvaru Země, s kratší osou procházející póly. Bouguer v roce 1733 napsal, že se mu zdá, že jsou geometrie a fyzika v rozporu a pochybnosti, že se mohou odstranit pouze porovnáním dvou oblouků o délce 1° , z nichž jeden bude zaměřen blízko polárního kruhu a druhý blízko rovníku. K ukončení neplodných sporů o zploštění Země rozhodla v r.1735 francouzská Akademie věd a vypravila dvě expedice, aby vykonaly stupňová měření. Jedno měření se provádělo v Laponsku (blízko severního polárního kruhu) a druhé v Peru na rovníku. Obě slavné expedice tak navždy vešly do dějin geodézie.

1.4 První stupňové měření na našem území

Stupňové měření a přesnější mapování se považovaly za důkaz vědecké, technické a hospodářské vyspělosti jednotlivých států. Proto jednotliví panovníci podporovali geodetické práce na svých územích. V druhé polovině 18.století byla vykonána celá řada stupňových měření nejen v Evropě, ale i v Americe, Africe a Asii. Často však bylo měření překotné a s malou přesností a výsledky proto byly málo spolehlivé.

V bývalém Rakousku se rovněž uvažovalo o vyhotovení podrobnějších map. Jedním z geodetických podkladů pro toto mapování mělo být stanovení délky 1° na vídeňském poledníku. Touto prací pověřila císařovna Marie Terezie ředitele vídeňské hvězdárny Josefa Liesganiga. Ten zvolil řetězec trojúhelníků mezi Brnem, Vídní, Štýrským Hradcem a Varaždínem. Počátečním bodem řetězce byl střed střed věže kaple sv.Kříže na území Soběšic, asi 5km severně od Brna. Řetězec trojúhelníků vedl přes vídeňskou hvězdárnu a končil na věži kostela ve Varaždíně. Astronomická a geodetická měření vykonával Liesganig v letech 1759-1768. Délky měřil 6 sáhů (asi 11,4 m) dlouhými dřevěnými latěmi a úhly v trojúhelnících pomocí kvadrantu o poloměru 79 cm, s jedním pevným a jedním pohyblivým dalekohledem (viz. obr.1.4.1)



Obr.1.4.1 Kvadrant o poloměru 79 cm s jedním pevným a jedním pohyblivým dalekohledem

Rozdíl zeměpisných šířek Soběsic a Varaždína určil Liesganig $2^{\circ}56'45,85''$. Změřil také azimut potřebný k promítnutí řetězce na poledník procházející věží chrámu sv.Štěpána ve Vídni. Výsledkem těchto prací bylo určení délky 1° na poledníku u Vídne hodnotou 58664,2 vídeňských sáhů (111255,716m). Tyto výsledky však byly krátce po uveřejnění ostře kritizovány. Liesganig byl obviněn z toho, že upravoval výsledky měření tak, aby dosáhl lepšího souhlasu při výpočtech. Z pozdějších triangulací skutečně vycházejí větší délky stran. Např. Ing.Šimek vypočítal z nových měření délku strany Soběsice – Děvín 42162,91 m. Rozdíl od Liesgangova měření je 189,93 m, což je téměř přesně 100 vídeňských sáhů. To spíše ukazuje na hrubou chybu ve výpočtech, než na úpravy výsledků měření.

Zpracováno podle literatury [1] a [2].

2. Vztah geodézie a ostatních vědních oborů

V této kapitole se budu snažit stručně vyjádřit, že geodézie je úzce spjata s mnoha ostatními vědními obory. Toto třídění je subjektivní a jsem si jist, že se najdou čtenáři této práce, kteří nebudou souhlasit s mým názorem. Nejdříve se pokusím uvést několik z mnoha oborů, ve kterých je geodézie aplikována a dále popsat některé obory, které jsou ve vzájemném vztahu s geodézií.

2.1 Obory, kde je geodézie aplikována

Urbanistika

V městském prostředí a rychlém rozvoji měst je důležité, aby byl dochován a zdokumentován současný stav věcí pro budoucí generace.

Projektové inženýrství

Při budování velkých staveb jako jsou např. hráze, mosty nebo velké továrny je v mnoha případech nezbytně nutné vytipovat předem vhodné lokality pro tyto stavby. Pro tato strategická místa je často nezbytně nutné znát pohyby země a pohyby vodních hladin před, během a po stavbě. V případě staveb hrází, hydrodynamických tunelů, zavlažovacích projektů apod. je třeba znát přesný tvar ekvipotenciálních ploch ze spádových oblastí.

Vytyčování hranic

Znalost průběhu hranic jak v mezinárodním tak i ve vnitrostátním měřítku je v dnešní době velice důležité. V nedávné době se začal klást důraz na přesnou znalost hranic také v takových částí světa, jakou jsou polární oblasti a Severní moře. Umístění a vytyčení těchto hranic je vhodné zejména z ekonomického hlediska.

Ekologie

Z nedávné minulosti je patrné, že je nezbytné studovat jak lidská činnost ovlivňuje životní prostředí. Jako příklad mohu uvést možné pohyby Země, které jsou způsobeny podpovrchovou těžbou nerostných surovin nebo podpovrchovou likvidací různých odpadů. Při odhalování a monitorování těchto jevů je geodézie nezbytná.

Zeměpis

Veškeré polohové informace, které se využívají v geografii, vycházejí z geodézie. Přestože geografové využívají méně přesná data, jen geodézie jim může poskytnout tyto základy.

Planetologie

Někdo může argumentovat, že planetologie je spíše součástí geofyziky nebo astronomie, avšak v planetologii se využívá mnoho geodetických metod, například prostorové techniky. Pomocí geodézie můžeme sledovat pohyby a deformace jednotlivých planet nebo vesmírných celků.

Hydrografie

Z různých zdrojů je patrné, že někteří odborníci hydrografii slučují s oceánografií a jiní ji přikládají zvláštní význam. Je možné na hydrografii pohlížet jako na zvláštní (námořní)

větev mapování, kdy geodézii využijeme při určení přesného umístění předmětu na moři (jeho polohu) nebo při zjišťování hloubky sondování pod mořskou hladinou.

2.2 Geodézie a ostatní přírodní vědy

Geofyzika

Geodézie se v geofyzice využívá především při měření tíhového zrychlení a jeho rozložení na povrchu i uvnitř Země, dále napomáhá při studiu nitra Země a jeho změn. Při zjišťování pohybů litosférických desek a při zkoumání horotvorných procesů je geodézie také nezbytná. Geodézie dále napomáhá přímým měřením i studiem poruch a příčin oborům, které se řadí mezi obory geofyziky. Jsou to zejména seizmologie, atmosféra, ionosféra nebo geotermika.

Astronomie

Při určování polohy bodů geodetických sítí na povrchu Země změřením astronomických zeměpisných šířek a délek pomocí hvězd, jakož i určení astronomických azimutů pro zorientování geodetických sítí je geodézie nepostradatelná. Dále při zjišťování velikosti a tvaru Země, zjišťování časových změn nebo měření tíhového zrychlení. Geodézie se ještě uplatňuje při určování hladinových ploch, geoidu a kvazigeoidu. Při studiu poruch v drahách družic, nebo studiu precese a nutace.

Geologie

Moderními způsoby měření kontroluje geodézie číselné teorie geologie, např. pohyby kontinentů. Výsledky prostorových metod napomáhají k objasnění vzniku a vývoje nejen Země, ale i Měsíce a ostatních planet. Na druhou stranu je nutností v geodézii znát geomorfologii a místní stabilitu různých geologických formací. Je to důležité při stabilizaci různých měřických bodů.

Meteorologie

Také někdy fyzika atmosféry studuje stav a změny atmosféry, ionosféry a troposféry. V minulosti šlo především o podchycení vlivu atmosféry na astronomicko-geodetická měření, tedy zejména vliv refrakce. V současné době jde o podchycení vlivu při měření na družice.

Zpracováno na základě literatury [3].

3. Definice vyšší geodézie a její úkoly

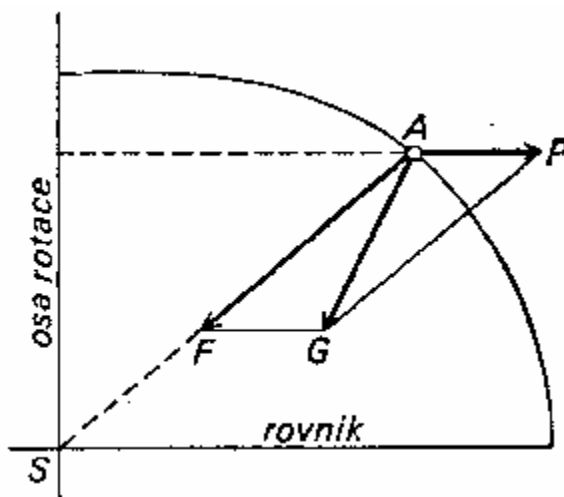
Vyšší geodézie vznikla již ve starověku, neboť bylo zcela přirozené, že se lidé zajímali o tvar a velikost Země, nositelky života. Tenkrát ovšem nedosáhla takové úrovně jako matematika, astronomie nebo geografie. Její velký rozvoj začal teprve v 17. století, kdy se stala skutečnou vědou.

Podle [1] je základním vědeckým úkolem vyšší geodézie určení tvaru a rozměrů Země, jejího vnějšího tíhového pole a jejich změn s časem. Tato oblast geodetických prací se označuje „teoretická“ nebo „základní“ geodézie a patří do skupiny věd o Zemi (geověd), které zkoumají naši planetu v celku i v částech.

Daším, velmi důležitým vědeckotechnickým úkolem vyšší geodézie je vybudovat na území jednotlivých států, skupin států nebo na celé Zemi základní geodetické sítě (sítě I. případně i 0.řádu) pro řešení technických úkolů (vyměřování a mapování).

Je samozřejmé, že oba hlavní úkoly vyšší geodézie spolu úzce souvisejí a navzájem se prolínají.

Při formování tvaru zemského tělesa působily dvě síly: Přitažlivá síla F podle obecného gravitačního zákona a odstředivá síla P jako důsledek zemské rotace. Výslednicí obou sil je síla zemské tíže G . Prostor, ve kterém se projevuje působení zemské tíže, je tíhové pole Země.



Obr. 3.1 Působení přitažlivé síly F a odstředivé síly P

Uzavřené plochy, které jsou v každém svém bodě kolmé na směr tíže, jsou plochy hladinové. Jejich průsečnice s fyzickým zemským povrchem si můžeme představit jako vrstevnice na topografických mapách.

Pro geodézii a geofyziku je nejdůležitější plocha, která prochází nulovým výškovým bodem. Toto těleso se obecně nazývá geoid.

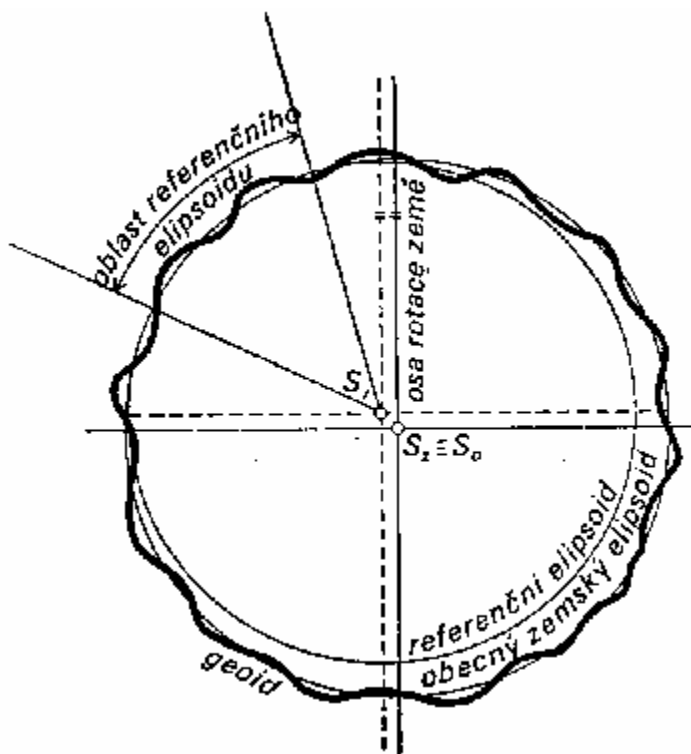
V důsledku toho, že v zemské kůře je hmota o různé hustotě rozložena nepravidelně, je také nepravidelné skutečné tíhové pole Země a proto geoid jako takový je těleso velmi složité. Geoid si můžeme představit jako plochu, která je velmi blízká klidným hladinám oceánů a moří, avšak je prodloužena pod kontinenty nekonečným počtem kanálů.

V roce 1945 přišel sovětský geofyzik a geodet M.S.Moloděnskij s novou teorií, která uvažuje jen geodetické, astronomické a gravimetrické veličiny, které jsou naměřeny na fyzickém zemském povrchu. Předmětem určení není geoid, ale plocha obecná, která není plochou hladinovou. Tato plocha byla nazvána kvazigeoid. Jednotlivé body této plochy dostaneme, odměříme-li od bodů na fyzickém zemském povrchu příslušné normální výšky (měříme po tížnicích), které se určují jen z nivelačních a gravimetrických měření. Základním úkolem vyšší geodézie je tudíž určení tvaru reálné Země a jejího vnějšího tíhového pole. Řešení proto nepotřebuje žádné hypotézy a jeho přesnost je omezena jen přesností měřených veličin [1].

Kvazigeoid je blízký geoidu. Odlehlost obou ploch se liší maximálně o 2m ve vysokých horách a v oblasti oceánů obě plochy splývají.

Jelikož však geoid a kvazigeoid mají velice složitý tvar, jsou tyto plochy nevhodné k matematickým zpracováním výsledků jednotlivých měření. K matematickým účelům se proto volí jednoduše a přesně definovatelná plocha, rotační elipsoid vhodných rozměrů (zemský elipsoid).

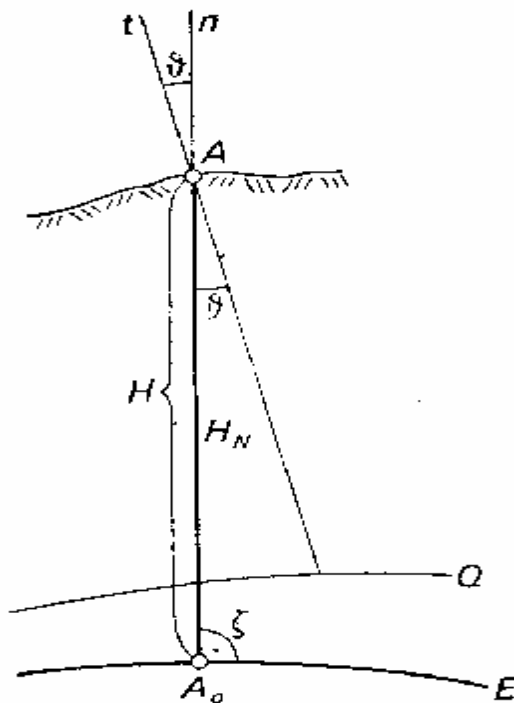
Elipsoid, jehož parametry vystihují geoid, respektive kvazigeoid jako celek, a který má střed S_0 totožný s hmotným středem Země S_z a s malou osou totožnou s osou rotace Země se nazývá obecný zemský elipsoid. Zemský elipsoid, který svými parametry aproximuje geoid nebo kvazigeoid jen v určité oblasti Země, nemá střed S_r totožný s hmotným středem Země a malou osu má jen rovnoběžnou s osou rotace Země se nazývá referenční elipsoid.



Obr.3.2 Rozdíl mezi obecným zemským a referenčním elipsoidem

Referenční elipsoidy, které se používají pro geodetické, mapovací a kartografické práce v různých státech se proto liší nejen svými parametry, ale také svou polohou a orientací vůči geoidu, respektive kvazigeoidu.

Pro přesný převod výsledků geodetických, astronomických a gravimetrických měření z fyzického zemského povrchu na referenční elipsoid je nutné znát výšky bodů zemského povrchu nad tímto elipsoidem. Pro bod A je situace znázorněna na obrázku 3.3.



Obr.3.3 Určení výšky zemského povrchu nad elipsoidem

A_0 je průmět bodu A po normále n na referenční elipsoid E ; t je tížnice procházející bodem A; ϑ je úhel mezi tížnicí a normálou (tížnicová odchylka); H_N je normální výška bodu A nad kvazigeoidem Q ; ζ je výška kvazigeoidu nad referenčním elipsoidem. Výška H bodu A nad elipsoidem je tedy zřejmě dána součtem

$$H = H_N + z$$

Jak je tedy patrné, k přesnému převodu naměřených hodnot pro bod A potřebujeme znát nejen výšku H_N z nivelace nebo trigonometrických měření, ale také výšku kvazigeoidu nad elipsoidem. Takové řešení je tedy možné jen v moderních astronomicko-geodetických sítích a při využití gravimetrických údajů.

Řešení hlavních úkolů vyšší geodézie se opírá a síť pevných bodů, účelně rozložených na fyzickém zemském povrchu. Měřické a výpočetní práce musí mít nejvyšší dosažitelnou přesnost.

Je proto důležité pracovat s dokonalými přístroji, volit vhodné měřické metody, výsledky analyzovat a zpracovávat vhodnými matematickými metodami.

3.1 Vztahy mezi dvěma elipsoidy

Podle vazby souřadnicového systému elipsoidu na zemské těleso rozeznáváme 2 druhy rotačních elipsoidů.

Elipsoid referenční nemá střed totožný s těžištěm Země. Vedlejší poloosa nemusí být rovnoběžná s osou zemské rotace. Referenční elipsoid aproximuje těleso (geoid) jen v určité oblasti. V 18.-20. století byla odvozena řada elipsoidů, které se lišily kromě rozměrů i svou polohou a orientací vzhledem ke geoidu. Pro geodetické výpočty se užívaly elipsoidy, které odvodil např. Bessel, Hayford, Clark, Krasovský aj.

Elipsoid obecný (absolutní) vystihuje Zemi jako celek. Musí splňovat následující čtyři podmínky:

- Ø jeho geometrický střed je totožný s těžištěm Země
- Ø jeho vedlejší poloosa splývá s osou zemské rotace
- Ø součet čtverců převýšení geoidu od tohoto obecného elipsoidu je minimální
- Ø rotační rychlost je stejná jako rotační rychlost Země

Tento elipsoid se nejlépe přimyká k povrchu celé Země. Příkladem je elipsoid systému WGS84 (World Geodetic System 1984).

Pro řešení řady aktuálních výpočtů v geodézii je nezbytné znát vztahy pro souřadnicové transformace mezi oběma typy elipsoidů. Tak se určí nejen vzájemná poloha těchto elipsoidů, ale získá se i možnost převedení souřadnic z jednoho elipsoidu na druhý a naopak. Tím, že se určí převodní vztahy mezi různými referenčními elipsoidy na straně jedné a obecným elipsoidem na straně druhé, získají se i převodní vztahy mezi referenčními elipsoidy navzájem.

3.1.1 Besselův elipsoid

Besselův elipsoid byl odvozen v roce 1841 tzv. obloukovou metodou. Bessel využil výsledků měření deseti různých poledníkových oblouků a parametry elipsoidu vypočítal vyrovnáním podle MNČ. Oblouková metoda je ryze geometrická, při jejím užití se neuvažuje vliv tížnicových odchylek. Nezohledněné větší tížnicové odchylky v koncových bodech měřených poledníkových oblouků negativně ovlivnily přesnost výsledků. Parametry Besselova elipsoidu jsou:

- Ø hlavní poloosa $a = 6\,377\,397,155\,00\text{ m}$
- Ø vedlejší poloosa $b = 6\,356\,078,963\,25\text{ m}$

Tento elipsoid je vhodný zejména v oblastech střední Evropy, byl použit pro geodetické a kartografické výpočty na našem území (např. vojenská triangulace 1862-1898, po r.1918 systém JTSC).

3.1.2 WGS84

WGS84 je globální geocentrický geodetický systém, který užívá armáda USA. Parametry elipsoidu WGS84 jsou:

Ø primární

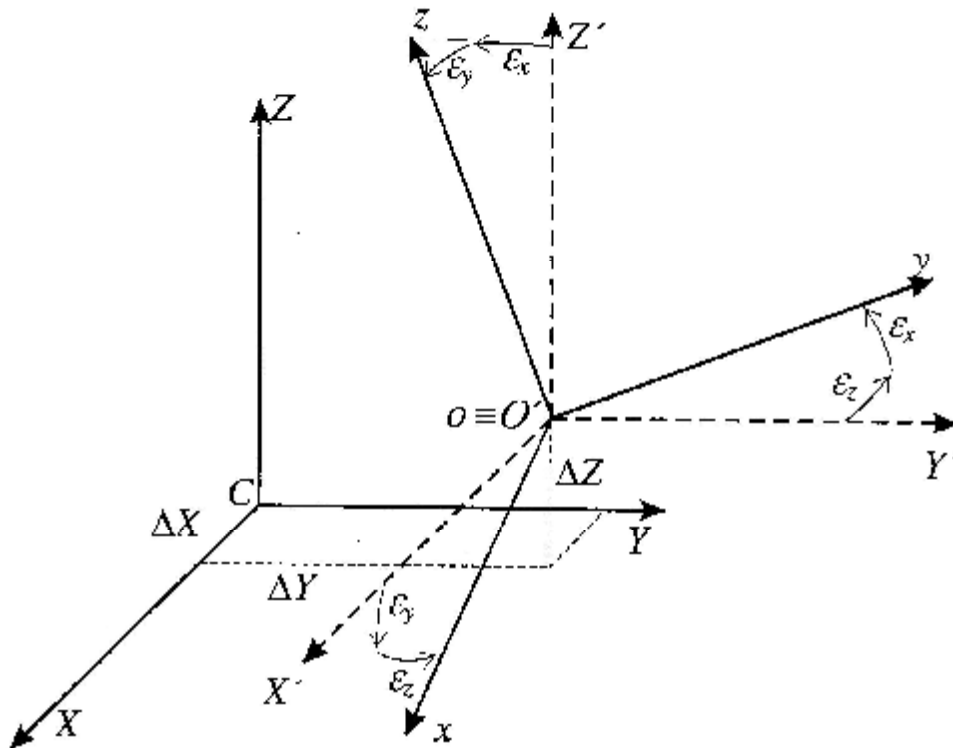
- hlavní poloosa $a = 6\,378\,137\text{ m}$
- zploštění $i = 1 : 298,257223563$
- geocentrická gravitační konstanta $GM = 398\,600,4418\text{ km}^3 \cdot \text{s}^{-2}$
- úhlová rychlost rotace Země $\omega = 7,292115 \cdot 10^{-5}\text{ rad} \cdot \text{s}^{-1}$

Ø sekundární

Definují model struktury zemského tíhového pole pomocí geopotenciálních harmonických koeficientů (též Stoklasových koeficientů).

Počátek souřadnicové soustavy WGS84 je v těžišti Země. Osa Z směřuje ke konvenčnímu terestrickému pólu (pohybem pólů se zabývá samostatná podkapitola této práce). Osa X je průsečnice základního poledníku a roviny rovníku, vztahované ke konvenčnímu terestrickému pólu. Osa Y doplňuje systém na pravouhlý pravotočivý systém (směr kladné části osy Y je 90° východně vzhledem k ose X). V systému WGS84 pracuje i globální systém určování polohy GPS.

3.2 Odvození transformačních rovnic mezi dvěma souřadnicovými systémy



Obr.3.2.1 Odvození transformačních rovnic

Podle výše uvedeného obrázku uvažujme souřadnicový systém $\mathbf{S}[X,Z,Y]$. Tento systém posuneme tak, že počátek přejde z 0 do $0'$, čímž vznikne rovnoběžně posunutý systém $\mathbf{S}'[X',Y',Z]$. Posun je dán vektorem $\overline{CO'}$ $[\Delta X, \Delta Y, \Delta Z]$, označme jej $\Delta \mathbf{S}$. Poté dojde k natočení do systému $\mathbf{s}[x,y,z]$ vždy v kladném smyslu kolem osy $X'o + \epsilon_x$, kolem osy $Y'o + \epsilon_y$ a kolem osy $Z'o + \epsilon_z$. Počátek zůstává nezměněn $0 \equiv 0'$. Žádný z těchto dvou systémů \mathbf{s} a \mathbf{S} neupřednostňujeme. Pro odvození transformačních rovnic budeme nyní převádět systém \mathbf{s} do systému \mathbf{S}' a ten do \mathbf{S} . Transformace probíhá ve třech krocích:

1) Rotace (otočení)

Maticový zápis otočení je $\mathbf{S}' = \mathbf{R}\mathbf{s}$

kde matice rotace \mathbf{R} takto definovaného modelu je

$$R = \begin{pmatrix} \cos(X',x) & \cos(X',y) & \cos(X',z) \\ \cos(Y',x) & \cos(Y',y) & \cos(Y',z) \\ \cos(Z',x) & \cos(Z',y) & \cos(Z',z) \end{pmatrix}$$

Kosiny úhlů, které spolu svírají jednotlivé souřadnicové osy, lze vyjádřit pomocí rotačních parametrů. Podle výše uvedeného obrázku je:

$$\cos(X',y) = \cos(90^\circ + \epsilon_z) = -\sin \epsilon_z = -\epsilon_z$$

$$\cos(X',z) = \cos(90^\circ - \epsilon_z) = \sin \epsilon_y = \epsilon_y$$

$$\cos(Y',x) = \cos(90^\circ - \epsilon_z) = \sin \epsilon_z = \epsilon_z$$

$$\cos(Y',z) = \cos(90^\circ + \epsilon_x) = -\sin \epsilon_x = -\epsilon_x$$

$$\cos(Z',x) = \cos(90^\circ + \epsilon_y) = -\sin \epsilon_y = -\epsilon_y$$

$$\cos(Z',y) = \cos(90^\circ - \epsilon_x) = \sin \epsilon_x = \epsilon_x$$

$$\cos(X',x) = \cos(Y',y) = \cos(Z',z) = 1$$

a matice rotace bude ve tvaru

$$R = \begin{pmatrix} 1 & -\epsilon_z & \epsilon_y \\ \epsilon_z & 1 & -\epsilon_x \\ -\epsilon_y & \epsilon_x & 1 \end{pmatrix}$$

2) Změna měřítka

Systém \mathbf{s} má jiný rozměr než systém \mathbf{S} , resp. \mathbf{S}' . Měřítkový koeficient k vyjadřuje změnu délkového měřítka při přechodu mezi oběma systémy.

Tedy

$$\mathbf{S}' = (1+k)\mathbf{R}\mathbf{s}$$

3) Translace (posunutí)

Souřadnicové systémy $\mathbf{S}[X,Z,Y]$ a $\mathbf{S}'[X',Y',Z]$ jsou pouze rovnoběžně posunuty. Lze tedy psát

$$\mathbf{S} = \mathbf{S}' + \Delta \mathbf{S}$$

Kde $DS = [\Delta X, \Delta Y, \Delta Z]$. Takže konečný tvar rovnice je

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{pmatrix} + (1+k) \begin{pmatrix} 1 & -e_z & e_y \\ e_z & 1 & -e_x \\ -e_y & e_x & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix}$$

Pro ilustraci je v následující tabulce uvedeno sedm parametrů transformačního klíče, pro převod ze systému elipsoidu WGS84 do systému Besselova elipsoidu.

Pro transformaci systému BESSEL → WGS84		Pro transformaci systému WGS84 → Bessel	
ΔX	570,83789 m	Δx	-570,82850 m
ΔY	85,682641 m	Δy	-85,676889 m
ΔZ	462,84673 m	Δz	-462,84202 m
k	$3,5610256 \cdot 10^{-6}$	k	$-3,5623099 \cdot 10^{-6}$
ε_x	$\frac{4'',9984501}{3600} \frac{p}{180}$ rad	ε_x	$-\frac{4'',9984037}{3600} \frac{p}{180}$ rad
ε_y	$\frac{1'',5867074}{3600} \frac{p}{180}$ rad	ε_y	$-\frac{1'',5867164}{3600} \frac{p}{180}$ rad
ε_z	$\frac{5'',2611106}{3600} \frac{p}{180}$ rad	ε_z	$-\frac{5'',2610779}{3600} \frac{p}{180}$ rad

Zpracováno na základě literatury [1], [2], [3] a [4].

3.3 Příklad výpočtu vztahů mezi dvěma elipsoidy

Zadání:

Jsou dány geodetické zeměpisné souřadnice B_w, L_w a elipsoidická výška H_w bodu P vůči elipsoidu WGS84 v souřadnicové soustavě tohoto geodetického elipsoidu.

Úkolem je určit prostorové pravouhlé souřadnice x_w, y_w, z_w bodu P a směrové kosiny $\alpha_w, \beta_w, \gamma_w$ normály n_w k elipsoidu WGS84. Obojí v soustavě WGS84. Provést kontrolu pomocí součtu kvadrátů směrových kosinů.

Vypočtené veličiny $x_w, y_w, z_w, \alpha_w, \beta_w, \gamma_w$ bodu P a normály n_w převést ze soustavy WGS84 do soustavy Besselova elipsoidu. Jejich označení bude $x_B, y_B, z_B, \alpha_B', \beta_B', \gamma_B'$. Provést kontrolu zpětným převodem.

Jsou dány souřadnice x_B, y_B, z_B bodu P z předchozí úlohy v soustavě Besselova elipsoidu. Dále je třeba určit geodetické zeměpisné souřadnice B_B, L_B a elipsoidickou výšku H_B bodu P, jakož i směrové kosiny $\alpha_B, \beta_B, \gamma_B$ normály n_B k Besselovu elipsoidu. Provést kontrolu pomocí součtu kvadrátů směrových kosinů. Obojí v souřadnicové soustavě Besselova elipsoidu. Porovnat rozdíly $\alpha_B - \alpha_B', \beta_B - \beta_B', \gamma_B - \gamma_B'$ ve vteřinách.

Určit převýšení Besselova elipsoidu nad elipsoidem WGS84. Pokusit se o zjištění absolutních tížnicových odchylek.

Konstanty použitých elipsoidů:

hlavní poloosa elipsoidu WGS84	$a_w = 6\,378\,137$ m
kvadrát číselné výstřednosti	$e_w^2 = 0,006\,694\,379\,990\,141$
hlavní poloosa Besselova elipsoidu	$a_B = 6\,377\,397,155\,08$ m
kvadrát číselné výstřednosti	$e_B^2 = 0,006\,674\,372\,230\,622$

Zadané hodnoty polohy bodu P: Severní a jižní pól na elipsoidu WGS84 a body na rovníku rozložené od základního poledníku pravidelně po 10° , $H_w = 0$ m pro všechny body.

Vypracování:

V rámci vypracování je uveden použitý postup a naznačeno řešení severního pólu ($B_w = 90^\circ, L_w = 0^\circ, H_w = 0$ m), zbytek výpočtů byl vypočten v tabulkovém procesoru. Některá čísla jsou z důvodu přehledového zápisu uvedeny v zaokrouhleném tvaru, při výpočtech byly přirozeně použity přesnější nezaokrouhlené hodnoty.

Pro výpočet prostorových pravouhlých souřadnic bodu P v soustavě WGS84 byly použity následující vzorce:

$$N = \frac{a_w}{\sqrt{1 - e_w^2 \cdot \sin^2 B_w}} = \frac{6378137}{\sqrt{1 - 0,006694379990141 \cdot \sin^2 90^0}} = 6399593,626$$

$$x_w = (N + H_w) \cdot \cos B_w \cdot \cos L_w = (6399593,626 + 0) \cdot \cos 90^0 \cdot \cos 0^0 = 0m$$

$$y_w = (N + H_w) \cdot \cos B_w \cdot \sin B_w = (6399593,626 + 0) \cdot \cos 90^0 \cdot \sin 0^0 = 0m$$

$$z_w = (N \cdot (1 - e_w^2) + H_w) \cdot \sin B_w = (6399593,626 \cdot (1 - 0,006694379990141) + 0) \cdot \sin 90^0 = 6356752,314m$$

Pro výpočet normály a směrových kosínů byly použity následující vzorce:

$$n_w = \sqrt{x_w^2 + y_w^2 + z_w^2} = \sqrt{0^2 + 0^2 + 6356752,314^2} = 6356752,314m$$

$$a_w = \frac{x_w}{n_w} = \frac{0}{6356752,314} = 0$$

$$b_w = \frac{y_w}{n_w} = \frac{0}{6356752,314} = 0$$

$$g_w = \frac{z_w}{n_w} = \frac{6356752,314}{6356752,314} = 1$$

Kontrola součtem kvadrátů směrových kosínů, který musí být vždy roven jedné:

$$a_w^2 + b_w^2 + g_w^2 = 1$$

$$0^2 + 0^2 + 1^2 = 1$$

Vypočítané veličiny $x_w, y_w, z_w, \alpha_w, \beta_w, \gamma_w$ lze převést na $x_B, y_B, z_B, \alpha_B', \beta_B', \gamma_B'$ soustavy Besselova elipsoidu pomocí transformační maticové rovnice sestavené z daných konstant:

$$\begin{pmatrix} x_B \\ y_B \\ z_B \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \end{pmatrix} + (1+k) \cdot \begin{pmatrix} 1 & -e_z & e_y \\ e_z & 1 & -e_x \\ -e_y & e_x & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} x_w \\ y_w \\ z_w \end{pmatrix}$$

$$\begin{pmatrix} x_B \\ y_B \\ z_B \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -570,828 \\ -85,676 \\ -462,842 \end{pmatrix} + (1 - 3,562 \cdot 10^{-6}) \cdot \begin{pmatrix} 1 & 2,551 \cdot 10^{-5} & -7,693 \cdot 10^{-6} \\ -2,551 \cdot 10^{-5} & 1 & 2,423 \cdot 10^{-5} \\ 7,693 \cdot 10^{-6} & -2,423 \cdot 10^{-5} & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 6,357 \cdot 10^6 \end{pmatrix}$$

$$\begin{pmatrix} x_B \\ y_B \\ z_B \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -619,728 \\ 68,365 \\ 6356266,828 \end{pmatrix} m$$

$$\begin{pmatrix} \mathbf{a}'_B \\ \mathbf{b}'_B \\ \mathbf{g}'_B \end{pmatrix} = (1+k) \cdot \begin{pmatrix} 1 & -\mathbf{e}_z & \mathbf{e}_y \\ \mathbf{e}_z & 1 & -\mathbf{e}_x \\ -\mathbf{e}_y & \mathbf{e}_x & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \mathbf{a}_W \\ \mathbf{b}_W \\ \mathbf{g}_W \end{pmatrix}$$

$$\begin{pmatrix} \mathbf{a}'_B \\ \mathbf{b}'_B \\ \mathbf{g}'_B \end{pmatrix} = (1 - 3,562 \cdot 10^{-6}) \cdot \begin{pmatrix} 1 & 2,551 \cdot 10^{-5} & -7,693 \cdot 10^{-6} \\ -2,551 \cdot 10^{-5} & 1 & 2,423 \cdot 10^{-5} \\ 7,693 \cdot 10^{-6} & -2,423 \cdot 10^{-5} & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0,000 \\ 0,000 \\ 1,000 \end{pmatrix}$$

Zpětný převod z Besselova elipsoidu na elipsoid WGS84 je možný pomocí následující maticové rovnice:

$$\begin{pmatrix} x'_W \\ y'_W \\ z'_W \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \end{pmatrix} + (1+k) \cdot \begin{pmatrix} 1 & -\mathbf{e}_z & \mathbf{e}_y \\ \mathbf{e}_z & 1 & -\mathbf{e}_x \\ -\mathbf{e}_y & \mathbf{e}_x & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} x_B \\ y_B \\ z_B \end{pmatrix}$$

$$\begin{pmatrix} x'_W \\ y'_W \\ z'_W \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 570,837 \\ 85,683 \\ 462,847 \end{pmatrix} + (1 + 3,561 \cdot 10^{-6}) \cdot \begin{pmatrix} 1 & 2,551 \cdot 10^{-5} & -7,693 \cdot 10^{-6} \\ -2,551 \cdot 10^{-5} & 1 & 2,423 \cdot 10^{-5} \\ 7,693 \cdot 10^{-6} & -2,423 \cdot 10^{-5} & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 6,357 \cdot 10^6 \end{pmatrix}$$

$$\begin{pmatrix} x'_W \\ y'_W \\ z'_W \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0,002 \\ -0,001 \\ 6356752,315 \end{pmatrix} m$$

Porovnání rozdílů hodnoty x'_w a x_w , y'_w a y_w , z'_w a z_w :

$$\Delta x = x'_w - x_w = 0,002 - 0,000 = 0,002 \text{ m}$$

$$\Delta y = y'_w - y_w = -0,001 - 0,000 = -0,001 \text{ m}$$

$$\Delta z = z'_w - z_w = 6356752,315 - 6354752,314 = 0,001 \text{ m}$$

Transformace pravoúhlých prostorových souřadnic na geodetické zeměpisné souřadnice B_B , L_B a elipsoidické výšky H_B je možná pomocí následujícího postupu; geodetická délka se určí přímým výpočtem podle vzorce:

$$L'_B = \arctan \frac{y_B}{x_B}$$

Vzhledem k tomu, že oba póly na elipsoidu jsou singulárními body, které nejsou charakterizovány geodetickou délkou, nelze geodetickou délku v tomto bodě určit.

Geodetická šířka může být určena například následující postupnou aproximací:

$$B_B^I = \arctan \frac{z_B \cdot (1 + e_B^2)}{\sqrt{x_B^2 + y_B^2}} = \arctan \frac{6356266,828 \cdot (1 + 0,006719218797978)}{\sqrt{-619,728^2 + 68,365^2}} = 89,994^\circ$$

$$B_B^{II} = \arctan \frac{z + \frac{a_B}{\sqrt{1 - e_B^2 \cdot \sin^2 B_B^I}} \cdot e_B^2 \cdot \sin B_B^I}{\sqrt{x_B^2 + y_B^2}} = 89,151^\circ$$

$$B_B^{III} = \arctan \frac{z + \frac{a_B}{\sqrt{1 - e_B^2 \cdot \sin^2 B_B^{II}}} \cdot e_B^2 \cdot \sin B_B^{II}}{\sqrt{x_B^2 + y_B^2}} = 89,994^\circ$$

Vzorec pro druhou a třetí aproximaci je přitom analogický a lze jej používat pro následné zpřesňování hodnot, ale již třetí aproximace má většinou dostačující přesnost.

Výpočet elipsoidické výšky H_B lze již opět provést přímo a to hned několika způsoby; například:

$$H' = \frac{\sqrt{x_B^2 + y_B^2}}{\cos B_B^{III}} - \frac{a_B}{\sqrt{1 - e_B^2 \cdot \sin^2 B_B^{III}}} = 183,178 \text{ m}$$

Směrové kosíny normály na Besselově elipsoidu lze vypočítat podle vzorců:

$$n_B = \sqrt{x_B^2 + y_B^2 + z_B^2} = \sqrt{-619,728^2 + 68,365^2 + 6356266,828^2} = 6356266,858$$

$$a_B = \frac{x_B}{n_B} = \frac{-619,728}{6356266,858} = 0,000^o$$

$$b_B = \frac{y_B}{n_B} = \frac{68,365}{6356266,858} = 0,000^o$$

$$g_B = \frac{z_B}{n_B} = \frac{6356266,828}{6356266,858} = 1,000^o$$

Kontrola součtem směrových kosínů, který musí být vždy roven jedné:

$$a_B^2 + b_B^2 + g_B^2 = 1$$

$$0,000^2 + 0,000^2 + 1,000^2 = 1$$

Porovnání rozdílů hodnoty $\alpha_B - \alpha_B'$, $\beta_B - \beta_B'$, $\gamma_B - \gamma_B'$:

$$\Delta\alpha = \alpha_B - \alpha_B' = 0,000 - 0,000 = 0,000$$

$$\Delta\beta = \beta_B - \beta_B' = 0,000 - 0,000 = 0,000$$

$$\Delta\gamma = \gamma_B - \gamma_B' = 1,000 - 1,000 = 0,000$$

Převýšení Besselova elipsoidu nad elipsoidem WGS84 lze vypočítat pomocí následujících vzorců:

$$m = \sqrt{(x_B - x_W)^2 + (y_B - y_W)^2 + (z_B - z_W)^2} = 790,212m$$

Absolutní tížnicové odchylky jsou dány:

$$x = (B_B - B_W) = -0,006^o$$

$$h = (L_B - L_W) \cdot \cos B_W = 0,000^o$$

Pro ostatní zadané hodnoty bodu P jsou výpočty uvedeny v následujících tabulkách, přičemž jednotkami uvedených úhlů jsou s tímto postupem obloukové stupně a jednotkami délkových veličin jsou metry.

B_W	90	-90	0	0	0	0
L_W	0	0	0	10	20	30
N	6399593,626	6399593,626	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000
x_W	0,000	0,000	6378137,000	6281238,767	5993488,273	5523628,671
y_W	0,000	0,000	0,000	1107551,867	2181451,331	3189068,500
z_W	6356752,314	-6356752,314	0,000	0,000	0,000	0,000
n_W	6356752,314	6356752,314	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000
α_W	0,00000	0,00000	1,00000	0,98481	0,93969	0,86603
β_W	0,00000	0,00000	0,00000	0,17365	0,34202	0,50000
γ_W	1,00000	-1,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
Σ	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000
x_B	-619,728	-521,929	6377543,451	6280673,813	5992951,735	5523119,507
y_B	68,365	-239,719	-248,360	1107302,033	2181205,011	3188830,575
z_B	6356266,828	-6357192,512	-413,778	-441,362	-469,599	-497,631
α_B	-0,00001	0,00001	1,00000	0,98481	0,93970	0,86604
β_B	0,00002	-0,00002	-0,00003	0,17362	0,34199	0,49998
γ_B	1,00000	-1,00000	0,00001	0,00000	0,00000	-0,00001
Σ	1,00001	-1,00001	0,99998	1,15843	1,28169	1,36601
x'_W	0,002	0,010	6378137,002	6281238,769	5993488,275	5523628,672
y'_W	-0,001	0,005	0,002	1107551,869	2181451,333	3189068,502
z'_W	6356752,315	-6356752,305	0,002	0,002	0,002	0,002
Δx	0,00178	0,01019	0,00224	0,00191	0,00171	0,00164
Δy	-0,00057	0,00478	0,00193	0,00186	0,00181	0,00176
Δz	0,00124	0,00951	0,00171	0,00180	0,00200	0,00230
L'_B	0,000	0,000	-0,002	9,999	20,000	30,000
B^I_B	89,994	-89,995	-0,004	-0,004	-0,004	-0,005
B^{II}_B	89,151	-89,239	45,000	44,562	43,219	40,893
B^{III}_B	89,994	-89,995	0,267	0,265	0,258	0,246
H'_B	183,178	1109,780	215,155	207,748	215,673	238,433
n_B	6356266,858	6357192,537	6377543,469	6377537,262	6377548,590	6377577,108
α'_B	-0,00010	-0,00008	1,00000	0,98481	0,93970	0,86602
β'_B	0,00001	-0,00004	-0,00004	0,17363	0,34201	0,50001
γ'_B	1,00000	-1,00000	-0,00006	-0,00007	-0,00007	-0,00008
Σ	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000
$\Delta\alpha$	-0,00009	-0,00009	0,00000	0,00000	0,00000	-0,00001
$\Delta\beta$	-0,00001	-0,00001	-0,00001	0,00000	0,00002	0,00003
$\Delta\gamma$	0,00000	0,00000	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007
m	790,21167	723,63555	764,98065	759,20431	754,36755	750,66171
ξ	-0,00558	0,00514	0,26713	0,26480	0,25806	0,24623
η	0,00000	0,00000	-0,00223	-0,00133	-0,00043	0,00044

B_W	0	0	0	0	0	0
L_W	40	50	60	70	80	90
N	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000
x_W	4885936,406	4099787,436	3189068,500	2181451,331	1107551,867	0,000
y_W	4099787,436	4885936,406	5523628,671	5993488,273	6281238,767	6378137,000
z_W	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
n_W	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000
α_W	0,76604	0,64279	0,50000	0,34202	0,17365	0,00000
β_W	0,64279	0,76604	0,86603	0,93969	0,98481	1,00000
γ_W	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
Σ	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000
x_B	4885452,743	4099326,626	3188627,199	2181025,603	1107137,304	-408,146
y_B	4099562,533	4885728,754	5523441,976	5993325,605	6281102,465	6378028,602
z_B	-524,606	-549,704	-572,162	-591,3	-606,534	-617,403
α_B	0,766606	0,62480	0,50002	0,34204	0,17367	0,00003
β_B	0,64277	0,76603	0,86601	0,93968	0,98480	1,00000
γ_B	-0,00001	-0,00001	-0,00002	-0,00002	-0,00002	-0,00002
Σ	1,40881	1,40882	1,36601	1,28170	1,15845	1,00000
x'_W	4885936,408	4099787,438	3189068,502	2181451,334	1107551,870	0,004
y'_W	4099787,438	4885936,408	5523628,673	5993488,275	6281238,769	6378137,002
z'_W	0,003	0,003	0,004	0,004	0,005	0,006
Δx	0,00170	0,00189	0,00220	0,00263	0,00317	0,00378
Δy	0,00172	0,00170	0,00169	0,00169	0,00170	0,00173
Δz	0,00269	0,00316	0,00370	0,00430	0,00492	0,00556
L'_B	40,001	50,002	60,003	70,003	80,003	-89,996
B^I_B	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,006
B^{II}_B	37,453	32,731	26,563	18,879	9,848	-0,004
B^{III}_B	0,228	0,202	0,166	0,118	0,060	-0,006
H'_B	274,983	323,955	384,098	454,929	537,106	631,490
n_B	6377621,950	6377681,753	6377754,699	6377838,571	6377930,821	6378028,645
α'_B	0,76603	0,64276	0,49996	0,34197	0,17359	-0,00006
β'_B	0,64280	0,76607	0,86605	0,93971	0,98482	1,00000
γ'_B	-0,00008	-0,00009	-0,00009	-0,00009	-0,00010	-0,00010
Σ	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000
$\Delta\alpha$	-0,00003	-0,00004	-0,00006	-0,00007	-0,00008	-0,00009
$\Delta\beta$	0,00004	0,00004	0,00004	0,00003	0,00002	0,00000
$\Delta\gamma$	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007
m	748,14663	746,75367	746,30604	746,55281	747,21111	748,00988
ξ	0,22812	0,20202	0,16597	0,11846	0,05996	-0,00557
η	0,00125	0,00197	0,00259	0,00309	0,00345	-179,99633

B_W	0	0	0	0	0	0
L_W	100	110	120	130	140	150
N	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000
x_W	-1107551,867	-2181451,331	-3189068,500	-4099787,436	-4885936,406	-5523628,671
y_W	6281238,767	5993488,273	5523628,671	4885936,406	4099787,436	3189068,500
z_W	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
n_W	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000
α_W	-0,17365	-0,34202	-0,50000	-0,64279	-0,76604	-0,86603
β_W	0,98481	0,93969	0,86603	0,76604	0,64279	0,50000
γ_W	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
Σ	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000
x_B	-1107958,539	-2181861,516	-3189487,081	-4100219,038	-4886385,259	-5524098,481
y_B	6281158,964	5993436,887	5523604,658	4885937,895	4099811,777	3189112,350
z_B	-623,574	-624,862	-621,228	-612,780	-599,777	-582,613
α_B	-0,17362	-0,34199	-0,49998	-0,64277	-0,76603	-0,86601
β_B	0,98481	0,93970	0,86604	0,76606	0,64280	0,50002
γ_B	-0,00003	-0,00003	-0,00002	-0,00002	-0,00002	-0,00002
Σ	0,81116	0,59768	0,36603	0,12327	-0,12324	-0,36601
x'_W	-1107551,862	-2181451,326	-3189068,494	-4099787,430	-4885936,399	-5523628,663
y'_W	6281238,769	5993488,275	5523628,673	4885936,408	4099787,438	3189068,502
z'_W	0,006	0,007	0,007	0,008	0,008	0,009
Δx	0,00447	0,00520	0,00595	0,00670	0,00744	0,00813
Δy	0,00176	0,00181	0,00187	0,00193	0,00200	0,00207
Δz	0,00619	0,00680	0,00737	0,00787	0,00830	0,00864
L'_B	-79,996	-69,996	-59,997	-49,997	-39,998	-29,998
B^I_B	-0,006	-0,006	-0,006	-0,006	-0,005	-0,005
B^{II}_B	-9,855	-18,885	-26,567	-32,734	-37,455	-40,894
B^{III}_B	-0,071	-0,129	-0,177	-0,212	-0,238	-0,256
H'_B	736,757	848,023	958,482	1061,981	1154,089	1231,834
n_B	6378129,071	6378229,047	6378325,536	6378415,606	6378496,521	6378565,822
α'_B	-0,17371	-0,34208	-0,50005	-0,64283	-0,76607	-0,86604
β'_B	0,98480	0,93967	0,86600	0,76601	0,64276	0,49997
γ'_B	-0,00010	-0,00010	-0,00010	-0,00010	-0,00009	-0,00009
Σ	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000
$\Delta\alpha$	-0,00009	-0,00008	-0,00007	-0,00006	-0,00005	-0,00003
$\Delta\beta$	-0,00001	-0,00003	-0,00004	-0,00005	-0,00005	-0,00005
$\Delta\gamma$	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007
m	748,72914	749,23014	749,47308	749,52093	749,52906	749,72173
ξ	-0,07105	-0,12941	-0,17670	-0,21246	-0,23819	-0,25590
η	-179,99628	-179,99638	-179,99664	-179,99704	-179,99758	-179,99823

B_W	0	0	0	0	0	0
L_W	160	170	180	190	200	210
N	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000
x_W	-5993488,273	-6281238,767	-6378137,000	-6281238,767	-5993488,273	-5523628,671
y_W	2181451,331	1107551,867	0,000	-1107551,870	-2181451,330	-3189068,500
z_W	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
n_W	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000
α_W	-0,93969	-0,98481	-1,00000	-0,98481	-0,93969	-0,86603
β_W	0,34202	0,17365	0,00000	-0,17365	-0,34202	-0,50000
γ_W	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
Σ	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000
x_B	-5993982,110	-6281758,971	-6378685,108	-6281815,470	-5994093,392	-5524261,164
y_B	2181510,755	1107622,456	77,006	-1107473,387	-2181376,365	-3189001,929
z_B	-561,810	-538,000	-511,906	-484,322	-456,085	-428,053
α_B	-0,93968	-0,98480	-1,00000	-0,98481	-0,93970	-0,86604
β_B	0,34204	0,17367	0,00003	-0,17362	-0,34199	-0,49998
γ_B	-0,00002	-0,00001	-0,00001	0,00000	0,00000	0,00001
Σ	-0,59765	-0,81114	-0,99998	-1,15843	-1,28169	-1,36601
x'_W	-5993488,265	-6281238,758	-6378136,990	-6281238,757	-5993488,263	-5523628,660
y'_W	2181451,333	1107551,869	0,002	-1107551,865	-2181451,328	-3189068,498
z'_W	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009
Δx	0,00875	0,00929	0,00973	0,01005	0,01025	0,01033
Δy	0,00214	0,00221	0,00228	0,00234	0,00240	0,00245
Δz	0,00888	0,00902	0,00904	0,00895	0,00876	0,00846
L'_B	-19,999	-10,000	-0,001	9,998	19,998	29,997
B^I_B	-0,005	-0,005	-0,005	-0,004	-0,004	-0,004
B^{II}_B	-43,219	-44,561	-45,000	-44,562	-43,220	-40,894
B^{III}_B	-0,267	-0,274	-0,275	-0,273	-0,266	-0,255
H'_B	1293,166	1336,617	1361,148	1366,120	135,289	1316,835
n_B	6378621,405	6378661,581	6378685,129	6378691,334	6378680,008	6378651,495
α'_B	-0,93970	-0,98481	-1,00000	-0,98481	-0,93971	-0,86605
β'_B	0,34200	0,17364	0,00001	-0,17362	-0,34198	-0,49995
γ'_B	-0,00009	-0,00008	-0,00008	-0,00008	-0,00007	-0,00007
Σ	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000
$\Delta\alpha$	-0,00002	-0,00001	0,00000	0,00000	-0,00001	-0,00002
$\Delta\beta$	-0,00004	-0,00003	-0,00001	0,00000	0,00002	0,00003
$\Delta\gamma$	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007
m	750,35791	751,69033	753,92310	757,17395	761,44713	766,62141
ξ	-0,26728	-0,27355	-0,27540	-0,27307	-0,26633	-0,25451
η	-179,99898	-179,99981	-180,00069	-180,00159	-180,00249	-180,00336

B_W	0	0	0	0	0	0
L_W	220	230	240	250	260	270
N	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000
x_W	-4885936,406	-4099787,436	-3189068,500	-2181451,331	-1107551,867	0,000
y_W	-4099787,436	-4885936,406	-5523628,671	-5993488,27	-6281238,77	-6378137,00
z_W	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
n_W	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000
α_W	-0,76604	-0,64279	-0,50000	-0,34202	-0,17365	0,00000
β_W	-0,64279	-0,76604	-0,86603	-0,93969	-0,98481	-1,00000
γ_W	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
Σ	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000
x_B	-4886594,400	-4100468,283	-3189768,856	-2182167,260	-1108278,961	-733,511
y_B	-4099733,886	-4885900,107	-5523613,329	-5993496,959	-6281273,819	-6378199,956
z_B	-401,078	-375,980	-353,521	-334,384	-319,150	-308,282
α_B	-0,76606	-0,64280	-0,50002	-0,34204	-0,17367	-0,00003
β_B	-0,64277	-0,76603	-0,86601	-0,93968	-0,98480	-1,00000
γ_B	0,00001	0,00001	0,00002	0,00002	0,00002	0,00002
Σ	-1,40881	-1,40882	-1,36601	-1,28170	-1,15845	-1,00000
x'_W	-4885936,396	-4099787,426	-3189068,490	-2181451,322	-1107551,858	0,008
y'_W	-4099787,434	-4885936,404	-5523628,668	-5993488,271	-6281238,765	-6378136,998
z'_W	0,008	0,008	0,007	0,006	0,006	0,005
Δx	0,01027	0,01008	0,00976	0,00933	0,00880	0,00818
Δy	0,00248	0,00251	0,00252	0,00252	0,00251	0,00248
Δz	0,00807	0,00759	0,00705	0,00646	0,00583	0,00519
L'_B	39,996	49,995	59,994	69,994	79,994	89,993
B^I_B	-0,004	-0,003	-0,003	-0,003	-0,003	-0,003
B^{II}_B	-37,455	-32,735	-26,569	-18,887	-9,857	-0,007
B^{III}_B	-0,236	-0,210	-0,174	-0,127	-0,068	-0,003
H'_B	1263,427	1192,394	1106,085	1008,423	905,168	802,851
n_B	6378606,661	6378546,867	6378473,931	6378390,068	6378297,825	6378200,006
α'_B	-0,76609	-0,64285	-0,50008	-0,34212	-0,17376	-0,00012
β'_B	-0,64273	-0,76599	-0,86598	-0,93966	-0,98479	-1,00000
γ'_B	-0,00006	-0,00006	-0,00006	-0,00005	-0,00005	-0,00005
Σ	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000
$\Delta\alpha$	-0,00003	-0,00005	-0,00006	-0,00008	-0,00009	-0,00009
$\Delta\beta$	0,00003	0,00004	0,00003	0,00002	0,00001	0,00000
$\Delta\gamma$	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007
m	772,45520	778,60764	784,67211	790,21693	794,82790	798,14781
ξ	-0,23641	-0,21033	-0,17430	-0,12681	-0,06833	-0,00281
η	-180,00417	-180,00489	-180,00552	-180,00602	-180,00638	-180,00659

B_W	0	0	0	0	0	0
L_W	280	290	300	310	320	330
N	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000
x_W	1107551,867	2181451,331	3189068,500	4099787,436	4885936,406	5523628,671
y_W	-6281238,767	-5993488,273	-5523628,671	-4885936,41	-4099787,44	-3189068,50
z_W	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
n_W	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000	6378137,000
α_W	0,17365	0,34202	0,50000	0,64279	0,76604	0,86603
β_W	-0,98481	-0,93969	-0,86603	-0,76604	-0,64279	-0,50000
γ_W	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
Σ	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000
x_B	1106816,882	2180719,859	3188345,424	4099077,381	4885243,602	5522956,824
y_B	-6281330,318	-5993608,240	-5523776,012	-4886109,249	-4099983,131	-3189283,704
z_B	-302,110	-300,822	-304,457	-312,904	-325,907	-343,071
α_B	0,17362	0,34199	0,49998	0,64277	0,76603	0,86601
β_B	-0,98481	-0,93970	-0,86604	-0,76606	-0,64280	-0,50002
γ_B	0,00003	0,00003	0,00002	0,00002	0,00002	0,00002
Σ	-0,81116	-0,59768	-0,36603	-0,12327	0,12324	0,36601
x'_W	1107551,874	2181451,338	3189068,506	4099787,442	4885936,411	5523628,675
y'_W	-6281238,765	-5993488,271	-5523628,668	-4885936,404	-409978,434	-3189068,498
z'_W	0,005	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002
Δx	0,00750	0,00677	0,00601	0,00526	0,00453	0,00384
Δy	0,00244	0,00240	0,00234	0,00228	0,00221	0,00214
Δz	0,00456	0,00395	0,00339	0,00288	0,00245	0,00211
L'_B	-80,007	-70,007	-60,006	-50,006	-40,005	-30,005
B^I_B	-0,003	-0,003	-0,003	-0,003	-0,003	-0,003
B^{II}_B	9,845	18,876	26,561	32,729	37,452	40,892
B^{III}_B	0,063	0,121	0,168	0,204	0,230	0,248
H'_B	706,209	616,580	533,297	456,078	385,938	324,789
n_B	6378099,581	6377999,603	6377903,109	6377813,031	6377732,107	6377662,796
α'_B	0,17353	0,34191	0,49990	0,64271	0,76598	0,86598
β'_B	-0,98483	-0,93973	-0,86608	-0,76611	-0,64286	-0,50007
γ'_B	-0,00005	-0,00005	-0,00005	-0,00005	-0,00005	-0,00005
Σ	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000	1,00000
$\Delta\alpha$	-0,00009	-0,00008	-0,00007	-0,00006	-0,00004	-0,00003
$\Delta\beta$	-0,00002	-0,00003	-0,00005	-0,00005	-0,00005	-0,00005
$\Delta\gamma$	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007	-0,00007
m	799,90952	799,96013	798,27492	794,96045	790,24644	784,46698
ξ	0,06267	0,12105	0,16836	0,20414	0,22989	0,24761
η	-360,00665	-360,00654	-360,00588	-360,00588	-360,00535	-360,00469

B_W	0	0	0
L_W	340	350	360
N	6378137,000	6378137,000	6378137,000
x_W	5993488,273	6281238,767	6378137,000
y_W	-2181451,331	-1107551,867	0,000
z_W	0,000	0,000	0,000
n_W	6378137,000	6378137,000	6378137,000
α_W	0,93969	0,98481	1,00000
β_W	-0,34202	-0,17365	0,00000
γ_W	0,00000	0,00000	0,00000
Σ	1,00000	1,00000	1,00000
x_B	5992840,453	6280617,314	6377543,451
y_B	-2181682,109	-1107793,810	-248,360
z_B	-363,874	-387,684	-413,778
α_B	0,93968	0,98480	1,00000
β_B	-0,34204	-0,17367	-0,00003
γ_B	0,00002	0,00001	0,00001
Σ	0,59765	0,81114	0,99998
x'_W	5993488,276	628,1238,770	6378137,002
y'_W	-2181451,329	-1107551,865	0,002
z'_W	0,002	0,002	0,002
Δx	0,00322	0,00268	0,00224
Δy	0,00207	0,00199	0,00193
Δz	0,00187	0,00174	0,00171
L'_B	-20,004	-10,003	-0,002
B'_B	-0,003	-0,004	-0,004
B''_B	43,218	44,561	45,000
B'''_B	0,259	0,265	0,267
H'_B	274,765	237,756	215,155
n_B	6377607,204	6377567,022	6377543,469
α'_B	0,93967	0,98480	1,00000
β'_B	-0,34208	-0,17370	-0,00004
γ'_B	-0,00006	-0,00006	-0,00006
Σ	1,00000	1,00000	1,00000
$\Delta\alpha$	-0,00001	-0,00000	-0,00000
$\Delta\beta$	-0,00004	-0,00003	-0,00001
$\Delta\gamma$	-0,00007	-0,00007	-0,00007
m	778,03165	771,38833	764,98065
ξ	0,25900	0,26528	0,26713
η	-360,00394	-360,00311	-360,00223

4. Organizace geodézie

4.1 Definice zeměměřické profese podle FIG

Mezinárodní federace zeměměřičů (FIG) se snaží definovat zeměměřickou profesi od svého vzniku a průběžně ji aktualizovat. V současné době platí definice publikovaná v *Exchange of Surveying Personnel. FIG Publication No. 1, 1991* v následujícím znění:

“Zeměměřič (surveyor) je odborník s akademickým vzděláním a technickými znalostmi, které mu umožňují provádět měření na vědeckém základě. Musí být schopen shromažďovat a vyhodnocovat geografické a další prostorově lokalizované informace a využívat těchto informací pro účely plánování a efektivního využívání území a staveb. Zeměměřič musí být schopen rozvíjet tyto činnosti s využitím nejnovějších poznatků vědy techniky.

Zeměměřická praxe v sobě zahrnuje jednu nebo více následujících aktivit, které mohou být provozovány nad povrchem nebo pod povrchem země nebo moře, obvykle pro potřeby a ve spolupráci s dalšími profesemi:

1. Určování rozměrů a tvaru zemského tělesa a zaměřování všech údajů potřebných pro určování rozměrů, polohy a tvaru zemského povrchu.
2. Určování prostorové polohy objektů a monitorování fyzikálních vlastností staveb a inženýrských konstrukcí nad i pod zemským povrchem.
3. Určování hranic veřejných a soukromých pozemků, včetně národních a mezinárodních hranic a evidence těchto pozemků prostřednictvím příslušných institucí.
4. Navrhování, zřizování a správa územních a geografických informačních systémů a sběr, ukládání, analýza a vedení dat v rámci těchto systémů.
5. Studium přírodního a sociálního prostředí, zaměřování půdních a mořských zdrojů a využívání získaných dat pro plánování rozvoje městských a venkovských oblastí a regionů.
6. Plánování a rozvoj nemovitostí v městských a venkovských oblastech, a to jak pozemků tak staveb.
7. Oceňování a správa.
8. Plánování, zaměřování a řízení stavebních prací, včetně kalkulace nákladů.
9. Zhotovování plánů, map, datových souborů, přehledů a zpráv.

Při realizaci těchto aktivit se zeměměřič musí řídit příslušnými předpisy z oblasti legislativy, ekonomiky, životního prostředí a sociálními aspekty souvisejícími s realizací příslušného projektu“.

4.2 Definice zeměměřické profese podle CLGE

Výbor pro spolupráci evropských zeměměřičů (CLGE) převzal v podstatě ve stručnější formě definici FIG. I zde je za kvalifikovaného zeměměřiče považována osoba s akademickým tj. vysokoškolským vzděláním, jejíž posláním je:

- provádět měření na vědeckém základě („To practice the science of measurement“)
- shromažďovat a vyhodnocovat geografické informace
- využívat těchto informací pro účely plánování a pro budování efektivní správy půdních a mořských zdrojů, včetně staveb
- rozvíjet tyto činnosti na vědeckém základě s využitím nejnovějších poznatků.

Definice CLGE v profilu evropského geodeta dále vyjmenovává hlavní funkce a aplikace zeměměřické profese:

A) Funkce:

Mapování a geodetická měření
Věda o Zemi a zemské tíži
Hydrografie
Fotogrammetrie
Dálkový průzkum
Územní informační systémy
Geologické a důlní mapování
Speciální (inženýrská) geodézie
Metrologie
Mapování
GPS
Laserové skenování
Optické metody měření
Statistika a stochastika

B) Aplikace:

Státní geodetické základy
Zabezpečování základních map, včetně map námořních
Správa geografických informací
Správa informací o životním prostředí
Správa územních a mořských zdrojů
Rozvoj měst a venkova
Správa městských a venkovských oblastí
Správa katastru
Územní plánování a rozvoj
Měření a výpočty ve stavebnictví
Údržba staveb
Oceňování a správa nemovitostí

Z výše uvedeného je zřejmé, že jak definice FIG, tak definice CLGE vznikly na základě široké diskuse odborníků mnoha zemí. Těžko si budeme v naší zemi zvykat, že nedílnou součástí naší profese je např. námořní mapování nebo podmořský katastr. V rámci EU to už bude i u nás

chápáno zcela jinak. Pro nás však jsou obě definice poučné zejména v mnohem širším chápání zeměměřické profese, než jsme si byli doposud ochotni připustit. Vysokoškolsky vzdělaný zeměměřický odborník bude nyní stále častěji nacházet uplatnění v oblasti geografických informačních systémů pro státní správu a místní samosprávu, pro ochranu životního prostředí, pro územní plánování a řízení rozvoje, v oblasti oceňování a správy nemovitostí, atd. Na tyto změny je třeba pružně reagovat, chceme-li i nadále sloužit zeměměřické profesi.

4.3 Zeměměřické profesní organizace

4.3.1 Mezinárodní trendy

Zeměměřická a kartografická profese je spjata s historickým a politickým vývojem jednotlivých zemí. V Evropě snad nenajdeme dvě země s identickým organizačním členěním. FIG ustavil v roce 1994 pracovní skupinu, jejímž úkolem bylo vypracovat příručku [12], která by obsahovala základní rady jak postupovat při zakládání národních profesních organizací v zeměměřictví. V této příručce jsou uvedeny čtyři hlavní důvody pro vytváření profesních organizací:

- sjednocení profese,
- zabezpečení celoživotního profesního vzdělávání,
- zastupovat a jednat jménem profese,
- přispívat ku prospěchu celé společnosti.

Sjednocení profese je jedním z předpokladů jejího dalšího rozvoje. Profesní organizace vytváří předpoklady pro setkávání odborníků stejné profese, výměnu názorů, navazování pracovních a přátelských vztahů. Jednotné zastoupení profese je také předpokladem pro úspěšná jednání s vládními a mezinárodními institucemi.

Profesní organizace musí rovněž vytvářet předpoklady pro průběžné vzdělávání svých členů. Vzdělávací akce by měly být zabezpečovány ve spolupráci s akademickými pracovišti a náplň jednotlivých kurzů, seminářů a konferencí musí vycházet z aktuálních potřeb praxe.

Důležitým problémem je rovněž financování chodu profesních organizací. Přestože většina aktivit je zabezpečována bezplatně na bázi dobrovolnosti jednotlivých členů, je nutno zajistit přiměřený objem finančních prostředků. Je třeba platit za informační periodika, pronájem místností a služeb, popřípadě i tajemníka, hospodáře, atd. Většina peněz by měla přicházet z členských příspěvků a sponzorských darů. V některých profesních společnostech může být výše příspěvků závislá na výši fakturace za specifické práce. Profesní organizace by však neměla být zaměřována s výdělečnou organizací konkurující svým členům.

4.3.2 Česká republika

Profesní organizovanost, která u nás má v oboru zeměměřictví velmi dlouhou a úspěšnou tradici, prochází v posledních letech velmi bouřlivým a zajímavým vývojem. Tento vývoj je ovlivněn jednak celospolečenskými změnami a jednak velmi rychlým rozvojem vědy a techniky, který způsobuje překrývání jednotlivých profesí a požaduje nové odbornosti. Nemá-li profesní organizace zaniknout, musí na tyto změny včas reagovat. Jestliže jednotliví členové nenacházejí ve

své organizaci oporu, potom se k ní chovají netečně a bez zájmu, nebo ji dokonce opouštějí a vytvářejí si organizaci vlastní. Tím ovšem dochází k tříštění sil a oslabování vlivu celé profese, což neprospívá ani profesi samé ani celé společnosti. Zatímco ve světě dochází k integraci (viz Spojené království, Rakousko, Švýcarsko, EU, FIG) u nás stále ještě převažuje desintegrace. K nadnárodní integraci v oblasti geografické informace dochází např. v rámci OGC i na úrovni takových gigantů jako jsou Intergraph, Bentley, Autodesk, ESRI.

V ČR se přímo nebo nepřímo profesními otázkami zeměměřictví ve smyslu výše uvedených definic FIG a CLGE zabývají současně:

- Český svaz geodetů a kartografů (ČSGK)
- Komora geodetů a kartografů (KGK)
- Zeměměřická oborová rada (ZOR)
- Česká asociace pro geografickou informaci (CAGI)
- Společnost pro fotogrammetrii a dálkový průzkum Země
- Kartografická společnost atd.

K tomu ještě přistupuje cela řada soukromých, polosoukromých, ziskových a neziskových organizací, včetně organizací zahraničních a nadnárodních profesních organizací. Český zeměměřič se už v současnosti může stát členem britské RICS International, která má sídlo nejen v Praze, ale i Bruselu. Předpokladem ovšem je, že zájemce o členství splní požadované kvalifikační předpoklady a zaplatí členské příspěvky, které jsou ve srovnání s našimi mnohokrát vyšší. I zde tedy panuje čilá konkurence a vyhrává ta organizace, která má svým členům co nabídnout.

Zpracováno na základě literatury [13].

4.4 Mezinárodní konstanty pro geodézii a astrofyziku

<i>konstanta</i>	<i>hodnota (nejisté) [jednotky]</i>	<i>odkaz</i>
Definované		
k	$1.720\,209\,895 \times 10^{-2}$	IAU 1976
c	$2.997\,924\,58 \times 10^8$ [ms ⁻¹]	CODATA 1998
L _G	$6.969\,290\,134 \times 10^{-10}$	Petit 2000
Základní		
L _C	$1.480\,826\,867\,4(14) \times 10^{-8}$	Irwin and Fukushima 1999
p	$5.028\,790(5) \times 10^3$ ["/cy]	IAU 2000
ε ₀	$8.438\,140\,59(3) \times 10^4$ ["/]	IAU 2000
τ _A	$4.990\,047\,863\,9(2) \times 10^2$ [s]	DE405
M _M /M _E	$1.230\,003\,45(5) \times 10^{-2}$	DE405
M _S /M _{Me}	$6.023\,6(3) \times 10^6$	Andersen et al. 1987
M _S /M _V	$4.085\,237\,1(6) \times 10^5$	Sjogren et al. 1990
M _S /M _{Ma}	$3.098\,708(9) \times 10^6$	Null 1969
M _S /M _J	$1.047\,348\,6(8) \times 10^3$	Campbell and Synott 1985
M _S /M _{Sa}	$3.497\,898(18) \times 10^3$	Campbell and Anderson 1989
M _S /M _U	$2.290\,298(3) \times 10^4$	Jacobson et al. 1992
M _S /M _N	$1.941\,224(4) \times 10^4$	Jacobson et al. 1991
M _S /M _P	$1.352\,1(15) \times 10^8$	Tholen and Buie 1997
a _E	$6.378\,136\,6(1) \times 10^6$ [m]	Groten 2000
J ₂	$1.082\,635\,9(1) \times 10^{-3}$	Groten 2000
GM _E	$3.986\,004\,418(8) \times 10^{14}$ [m ³ s ⁻²]	Groten 2000
W ₀	$6.263\,685\,60(5) \times 10^7$ [m ² s ⁻²]	Groten 2000
ω	$7.292\,115\,0(1) \times 10^{-5}$ [rad s ⁻¹]	Groten 2000
G	$6.673(10) \times 10^{-11}$ [m ³ kg ⁻¹ s ⁻²]	CODATA 1998

5. Země a její časové změny

UT (zkratka anglického názvu Universal Time, univerzální čas) je systém měření času založený na rotaci Země. Je moderním nástupcem staršího systému GMT, který za základ bral střední sluneční čas v anglické Greenwichi.

Název Universal Time byl zaveden roku 1928 jako mezinárodní termín, který je vhodnější než dřívější Greenwich Mean Time (GMT). Označení GMT se však pro „světový čas“ v neformálním vyjadřování někdy používá dodnes.

5.1 Měření času

Základem měření času bývaly odedávna jevy svázané s rotací Země, nejčastěji pozorování pohybu nebeských objektů po obloze, např. lze den definovat jako období dvou po sobě jdoucích přechodů daného tělesa přes poledník. V astronomii se k tomuto účelu používají spíše hvězdy než Slunce, neboť se tím dosahuje vyšší přesnosti (sluneční a hvězdný čas se liší, kvůli oběhu Země kolem Slunce je hvězdný den o necelé 4 minuty kratší). Dnes se používá metoda nazvaná Interferometrie s velmi dlouhou základnou (VLBI – Very Long Baseline Interferometry) pro pozorování vzdálených kvasarů, čímž se dosahuje přesnosti v řádu mikrosekund. Tato měření rotace Země řídí Mezinárodní úřad pro rotaci Země (IERS) [5].

Jelikož rotace Země se postupně zpomaluje (kvůli slapovému zpomalování) a rotace Země je i poněkud nepravidelná, je i UT nepravidelné, což znamená nepříliš dokonalý systém měření času. Byl proto nahrazen nejprve efemeridovým časem, který se odvozuje z oběhu Země kolem Slunce, posléze pak atomovým časem (TAI), který s extrémně vysokou přesností zakládá měření času na měření frekvence přechodů mezi energetickými úrovněmi atomů.

Základní vlastností (a praktickou výhodou) systému UT však je fakt, že je už z definice synchronní se střídáním dne a noci, zatímco jiné, přesnější systémy se tomuto postupně vzdalují, je UT stále používáno jako čas, podle kterého se upravuje atomový čas pro použití jako běžný občanský čas.

5.2 Systém času a jednotky

- Ø **absolutní čas** Podle Newtona (v jeho Principia) je čas nezávislý na věcech a událostech, čímž je myšleno, že je absolutní. Kdyby všechna hmota z vesmíru zmizela, neovlivnilo by to ani absolutní čas, ani absolutní prostor.
- Ø **Atomový čas** Je to čas využívající přirozenou frekvenci atomů. Ve většině atomových hodin je použito Cesium 133. První atomové hodiny byly zkonstruovány v Národní Fyzikální Laboratoři, Anglie, v roce 1955. Izotop Cesia osciluje 9 192 631 770 krát za sekundu. V roce 1967 bylo na této vlastnosti založená nová definice času. Důvodem bylo to, že frekvence Cesia je velmi stabilní. Dobré atomové hodiny jsou schopné udržovat čas s přesností 1 sekundy na 15 miliónů let. V dnešní době pracují vědci na jejich zlepšení. Cílem je zvýšit jejich přesnost na 1 sekundu na 10 miliard let.
- Ø **JD** čili Juliánský den je počet dnů, které uběhly od poledne 1. ledna 4713 př. našim letopočtem. Juliánské datum je počet Juliánských dní plus díl předcházejícího dne před

předešlým polednem. receding noon. Např. 2 437 666.50 uplynulo od půlnoci 1. ledna 4713 před n.l. do 2. ledna 1962.

- Ø **Myšlené Slunce** Fiktivní bod nad zemským rovníkem, které se pohybuje s konstantní rychlostí k východu a prochází bodem jarní rovnodennosti i skutečným Sluncem. Jeho úhlová vzdálenost od poledníku určuje myšlený sluneční čas.
- Ø **MJD** či Upravený Juliánský datum začíná o půlnoci a pro zjednodušení je odečítáno od JD 2 400 000.5 dne. JD ani MJD neobsahuje žádné přechodné roky, měsíce. Je to nepřetržitá, ničím nerušená, časová stupnice, a jako taková je využívána v historii a astronomii.
- Ø **Relativistický čas** Vzhledem k speciální teorii relativity má každá věc svůj čas. Měřený tok času u rychle se pohybujících objektů (např. částic v urychlovačích nebo kosmické záření) je zpomalován.
- Ø **S**, Sekunda, atomová sekunda. Oficiální definice zní: „La seconde est la durée de 9 192 631 770 périodes de la radiation correspondant a la transition entre les deux niveaux hyperfins de l'état fondamental de l'atome de césium 133“
- Ø **Sluneční den** Zdánlivý sluneční den – časový interval, během něhož skutečné Slunce přejde mezi dvěma poledníky. Myšlený sluneční den – časový interval, během něhož myšlené Slunce přejde mezi dvěma poledníky.
- Ø **TAI**, Mezinárodní atomový čas. (Temps Atomique International). V roce 1960 byly vynalezeny vhodné technologie k porovnávání celosvětového času a byla ustanovena atomová stupnice času. Velké množství atomových hodin po celém světě (v dnešní době je jich kolem 350) posílají své časy do Mezinárodního úřadu de l'Heure (BIH), kde je měřen TAI. Je to vlastně statistická časová stupnice.
- Ø **UT**, Universální čas je myšlený sluneční čas Greenwichského poledníku. Je počítán z Greenwichské půlnoci a jeho jednotkami jsou myšlené sluneční dny. Korespondují se životem na Zemi.

Systém UT má několik variant:

- Ø **UT0** je rotační čas pro konkrétní místo pozorování, přepočítaný pomocí známé zeměpisné délky na Greenwichský poledník. Jelikož se však (v důsledku pohybu pólů) zeměpisné souřadnice libovolného místa na Zemi mění, na různých místech budou v jednom okamžiku změřeny různé hodnoty UT0. Korekcí této chyby se získá čas UT1.
- Ø **UT1** se získá opravou času UT0 o vliv pohybu pólů na zeměpisnou délku místa pozorování. UT1 je proto v daný okamžik stejné na celé Zemi a definuje skutečný rotační úhel Země vzhledem k pevné vztažné soustavě. Jelikož je rotace Země nepravidelná, má UT1 nepřesnost ± 3 milisekundy za den.
- Ø **UTC** je mezinárodní standard, na němž je založeno občanské měření času a časová pásma. Je měřen atomovými hodinami, ale je udržován v mezích $\pm 0,9$ sekundy od UT1 pomocí jednosekundových oprav zaváděných do UTC (tzv. přestupných sekund). Pokud není

vyžadována přesnost vyšší než jedna sekunda, lze místo UTC používat jako jeho aproximaci přímo UT1.

- Ø **UT2** se dnes už příliš nepoužívá, jedná se o UT1 opravené o sezónní variace v rychlosti rotace Země, definované následující rovnicí:

$$UT2 = UT1 + 0,0220 \cdot \sin(2pt) - 0,0120 \cdot \cos(2pt) - 0,0060 \cdot \sin(4pt) + 0,0070 \cdot \cos(4pt) \text{ sekund}$$

kde t je čas definovaný jako zlomek Besselovského roku.

5.3 Vztah mezi TAI a UTC

Limits of validity (at 0h UTC) TAI-UTC (MJD = Upravené Juliánské datum)

1961	Jan. 1 - 1961	Aug. 1	1.422 818 0s + (MJD - 37 300) x 0.001 296s
	Aug. 1 - 1962	Jan. 1	1.372 818 0s + "
1962	Jan. 1 - 1963	Nov. 1	1.845 858 0s + (MJD - 37 665) x 0.001 123 2s
1963	Nov. 1 - 1964	Jan. 1	1.945 858 0s + "
1964	Jan. 1 -	April 1	3.240 130 0s + (MJD - 38 761) x 0.001 296s
	April 1 -	Sept. 1	3.340 130 0s + "
	Sept. 1 - 1965	Jan. 1	3.440 130 0s + "
1965	Jan. 1 -	March 1	3.540 130 0s + "
	March 1 -	Jul. 1	3.640 130 0s + "
	Jul. 1 -	Sept. 1	3.740 130 0s + "
	Sept. 1 - 1966	Jan. 1	3.840 130 0s + "
1966	Jan. 1 - 1968	Feb. 1	4.313 170 0s + (MJD - 39 126) x 0.002 592s
1968	Feb. 1 - 1972	Jan. 1	4.213 170 0s + "
1972	Jan. 1 -	Jul. 1	10s
	Jul. 1 - 1973	Jan. 1	11s
1973	Jan. 1 - 1974	Jan. 1	12s
1974	Jan. 1 - 1975	Jan. 1	13s
1975	Jan. 1 - 1976	Jan. 1	14s
1976	Jan. 1 - 1977	Jan. 1	15s
1977	Jan. 1 - 1978	Jan. 1	16s
1978	Jan. 1 - 1979	Jan. 1	17s
1979	Jan. 1 - 1980	Jan. 1	18s
1980	Jan. 1 - 1981	Jul. 1	19s
1981	Jul. 1 - 1982	Jul. 1	20s
1982	Jul. 1 - 1983	Jul. 1	21s
1983	Jul. 1 - 1985	Jul. 1	22s
1985	Jul. 1 - 1988	Jan. 1	23s
1988	Jan. 1 - 1990	Jan. 1	24s
1990	Jan. 1 - 1991	Jan. 1	25s
1991	Jan. 1 - 1992	Jul. 1	26s
1992	Jul. 1 - 1993	Jul. 1	27s
1993	Jul. 1 - 1994	Jul. 1	28s
1994	Jul. 1 - 1996	Jan. 1	29s
1996	Jan. 1 - 1997	Jul. 1	30s
1997	Jul. 1 - 1999	Jan. 1	31s
1999	Jan. 1 -		32s

Zpracováno na základě literatury [5] a [13].

5.4 Pohyby pólu

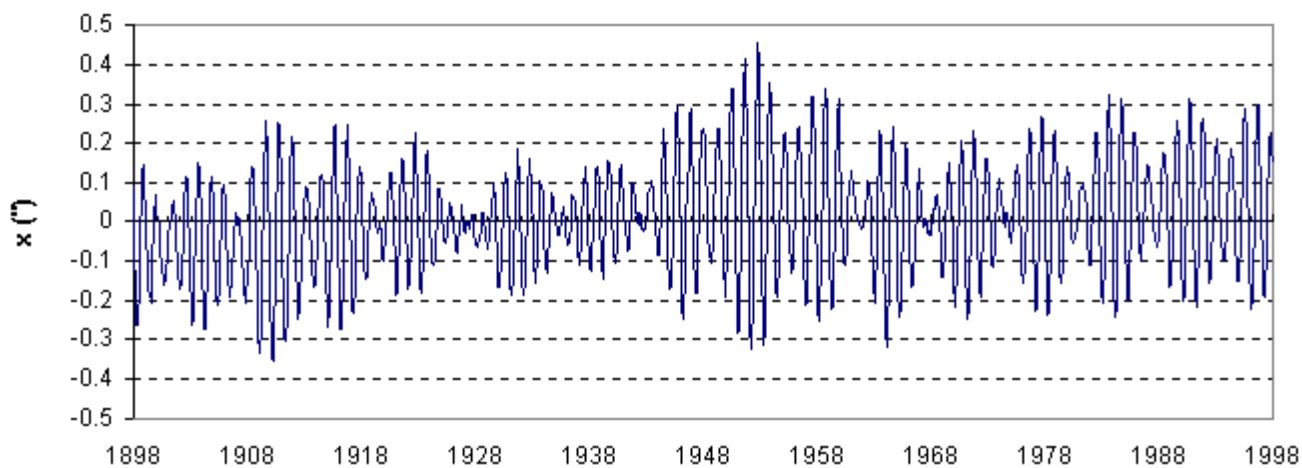
Vektor rotace Země mění v čase svůj směr a to jednak působením vnějších sil (precese a nutace), jednak bez působení vnějších sil (pohyb pólu, volná nebo Eulerova nutace). Mění se i velikost vektoru rotace Země.

Dynamiku vektoru ω_j okamžité rotace v geocentrickém systému při absenci vnějších sil popisují Liouvilleovy rovnice. V těchto rovnicích jsou momenty setrvačnosti, sil i hybnosti funkcemi času. Jedná se o tzv. excitační funkce [6].

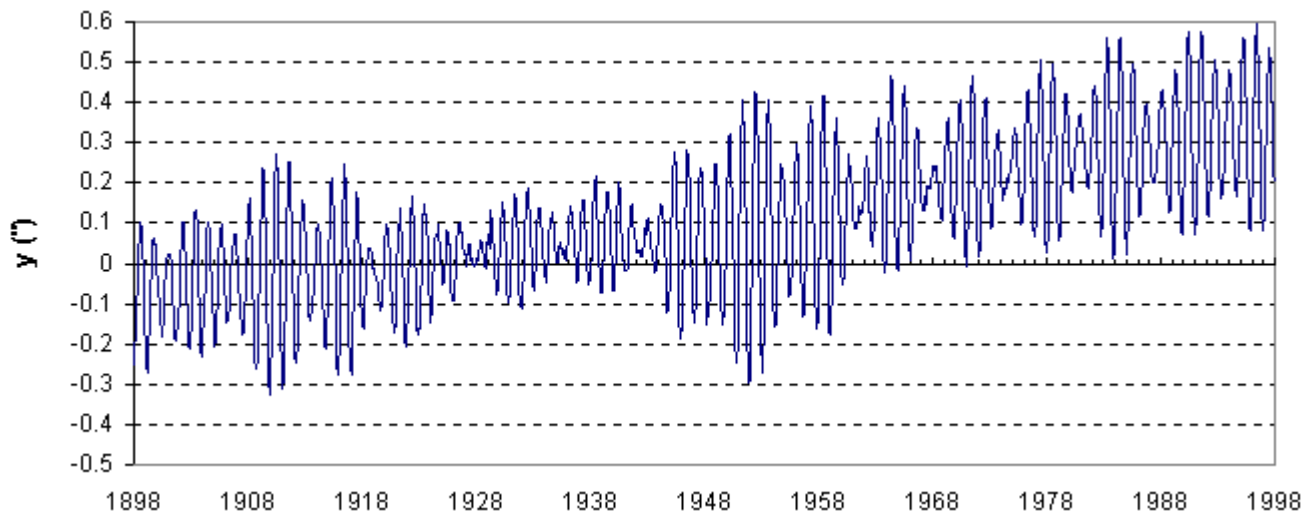
K pohybu pólu dochází z důvodu netotožnosti okamžité osy rotace a nejmenší osy momentu setrvačnosti. V prvním přiblížení probíhá volný pohyb pólu po kružnici o proměnném poloměru.

Pro model Země dokonale tuhé dojde odvození k periodě pohybu 305 dní (Eulerova perioda). Pro model elastické Země získáme periodu 433 dní (Chandlerova perioda), která víceméně odpovídá realitě [6]. Problémem je její proměnnost v čase, související s její amplitudou.

Na pohybu pólu se projevují ještě další periodické vlivy. Nejpodstatnějším je vliv atmosféry s roční periodou. Dalšími vlivy jsou gravitační a slapový vliv Slunce a Měsíce na pohyb pólu. Tyto vlivy vstupují do pohybu pólu nepřímo, přes časové změny momentů síly projevující se v excitační funkci.



Obr.5.4.1 Průběh změny souřadnice x pohybu pólu v období let 1898 - 1998

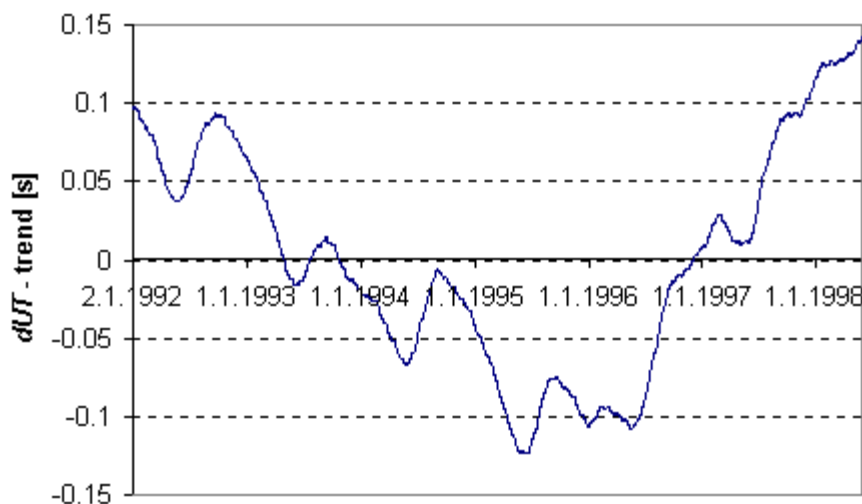


Obr.5.4.2 Průběh změny souřadnice y pohybu pólu v období let 1898 - 1998

5.5 Změna UT1-UTC

Změna velikosti vektoru rotace Země se skládá z mnoha složek. Nejvýznamnější je dlouhodobá lineární změna způsobená slapovým třením Měsíce. Dochází k trvalému zmenšování rychlosti rotace Země.

Periodické vlivy jsou buzeny buď atmosférou (roční, půlroční) nebo slapovými silami Slunce (zčásti roční, půlroční) a Měsíce (měsíční, čtrnáctidenní). Dochází i k nepravidelným změnám neznámého původu.



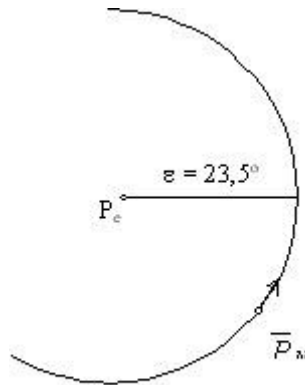
Obr.5.5.1 Průběh změny dUT mezi 2.1.1992 a 2.6.1998 po odečtení trendu $-0.00213s/den$ zjištěného regresí

5.6 Precese

Precese je pohyb rotační osy Země okolo pólu ekliptiky a dále pohyb tohoto pólu vůči inerciální soustavě realizované rámcem ICRF.

Je to pohyb téměř věkovitý (sekulární) a dá se rozdělit na složku planetární a lunisolární. Lunisolární složka je způsobena Měsícem a Sluncem. Planetární složka, jak již název napovídá, je způsobena působením planet. Složku lunisolární nazveme lunisolární precesí a planetární složku nazveme analogicky planetární precesí.

Působením lunisolární precese (obr.5.6.1) se střední světový pól pohybuje okolo pólu ekliptiky. Tento pohyb má periodu 25 800 let a říká se jí Platónský rok. Poloměr tohoto pohybu je roven sklonu ekliptiky vůči rovníku, a to $23,5^\circ$. Proto se mění i poloha jarního bodu a to o $50,3''$ za rok.



Obr.5.6.1 Působení lunisolární precese

Planetární složka precese má pak za následek pohyb pólu ekliptiky vůči inerciální soustavě. Pohyb pólu ekliptiky je téměř kruhový s poloměrem $90'$ a periodou 70000let. Vliv planetární precese je mnohem menší než lunisolární.

Precesní matice vyjadřující působení precese je součinem tří dílčích rotačních matic. Pro naplnění dílčích rotačních matic je třeba spočítat hodnoty precesních úhlů. Tyto úhly se počítají řadami, které jsou níže uvedeny. V těchto řadách se počítá s časovým intervalem T mezi danou epochou a epochou J2000.0 v Juliánských stoletích. Při výpočtu T by bylo správnější použít barycentrický dynamický čas (TBD) a avšak pro většinu výpočtů stačí počítat s terestrickým dynamickým časem (TDT). Ten je s barycentrickým časem, až na periodické variace vůči času atomovému, shodný. Jeho výpočet je také jednodušší.

Výpočet terestrického dynamického času je dán vztahem:

$$TDT = TGPS + \frac{19 + 32,184}{86400}$$

TGPS se udává v MJD (Modifikované Juliánské Datum) a pak i TDT vyjde v MJD.

Výpočet precesních úhlů je dán řadami:

$$z = \frac{2306,2181T + 1,09468T^2 + 0,018203T^3}{206264,8}$$

$$q = \frac{2004,3109T - 0,42665T^2 - 0,041833T^3}{206264,8}$$

$$V = \frac{2306,2181T + 0,30188T^2 + 0,017998T^3}{206264,8}$$

kde T je časový interval mezi danou epochou a epochou J2000.0 vyjádřen v juliánských staletích o délce 36525 dnů a je tedy dán vztahem:

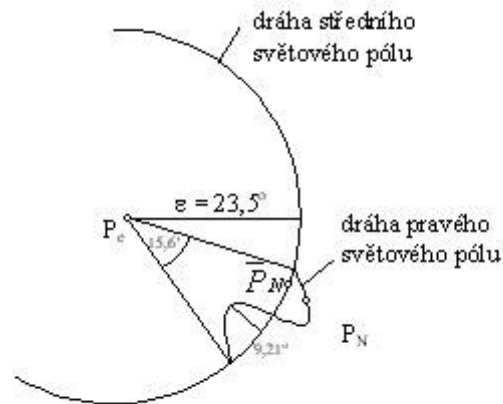
$$T = \frac{TDT_{MJD} - 51544,5}{36525}$$

Precesní matice má tvar:

$$R = R_z(-z) \cdot R_y(q) \cdot R_z(-V)$$

5.7 Nutace

Nutační pohyb je pohyb, který vykonává pravý (okamžitý) světový pól okolo středního světového pólu. Tento pohyb je způsoben periodickými změnami polohy Slunce a Měsíce vůči Zemi. Hlavní nutační perioda je 18,62 roku a její amplituda má hodnotu 9,21". Schematicky vypadá nutační pohyb jak je ukázáno na obrázku 5.7.1:



Obr.5.7.1 Nutační pohyb

Nutace má dvě složky, nutaci v délce Dy a nutaci ve sklonu De . Nutace v délce je rozdíl mezi ekliptikální délkou ovlivněnou nutací a délkou nutací neovlivněnou. Nutace ve sklonu je rozdíl mezi sklonem roviny ekliptiky vůči rovině rovníku ovlivněné nutací a rovině rovníku neovlivněné nutací. Dále rozlišujeme ještě nutaci dlouhoperiodickou (složky Dy' a De') a krátkoperiodickou (složky dy a de).

Nutace v délce a nutace ve sklonu rozepsaná podle tohoto rozdělení mají tvar:

$$Dy = Dy' + dy \quad \text{a} \quad De = De' + de$$

Sklon roviny ekliptiky vůči rovině rovníku (střední sklon ekliptiky) je dán řadou:

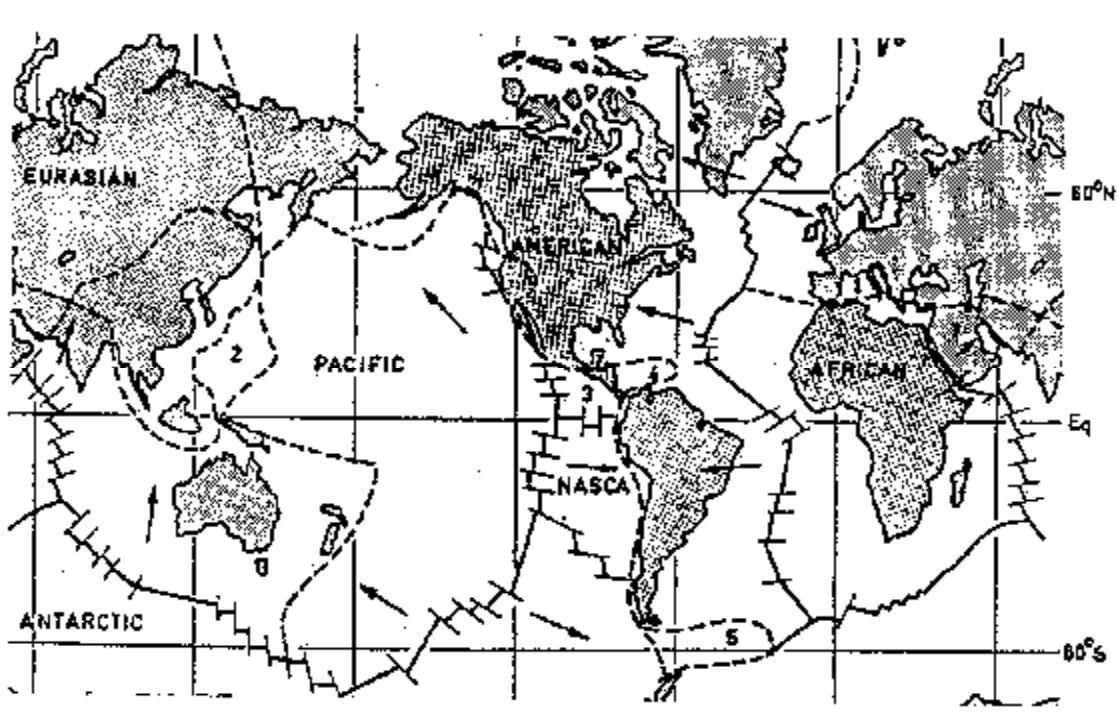
$$e_0 = 23^{\circ}26'21,448'' - 46,8150'' \cdot T - 0,0059'' \cdot T^2 + 0,001813'' \cdot T^3$$

kde je T časový interval mezi danou epochou a epochou J2000.0 vyjádřen v juliánských staletích o délce 36525 dnů a je tedy definován vztahem:

$$T = \frac{TDT_{MJD} - 51544,5}{36525}$$

5.8 Pohyby litosférických desek

Stavba zemské kůry a její pohyby jsou založeny na existenci tahových a tlakových zón, podle nichž se zemská kůra dělí a deformuje. Tyto zóny jsou doloženy jednak přímým pozorováním (fotografickou dokumentací ze satelitů Země a vesmírných výzkumů), jednak mapováním mořského dna pomocí echolotu. Zemská kůra je tvořena systémem různě velkých desek (obr.5.8.1), které se v důsledku pohybu Země posunují.

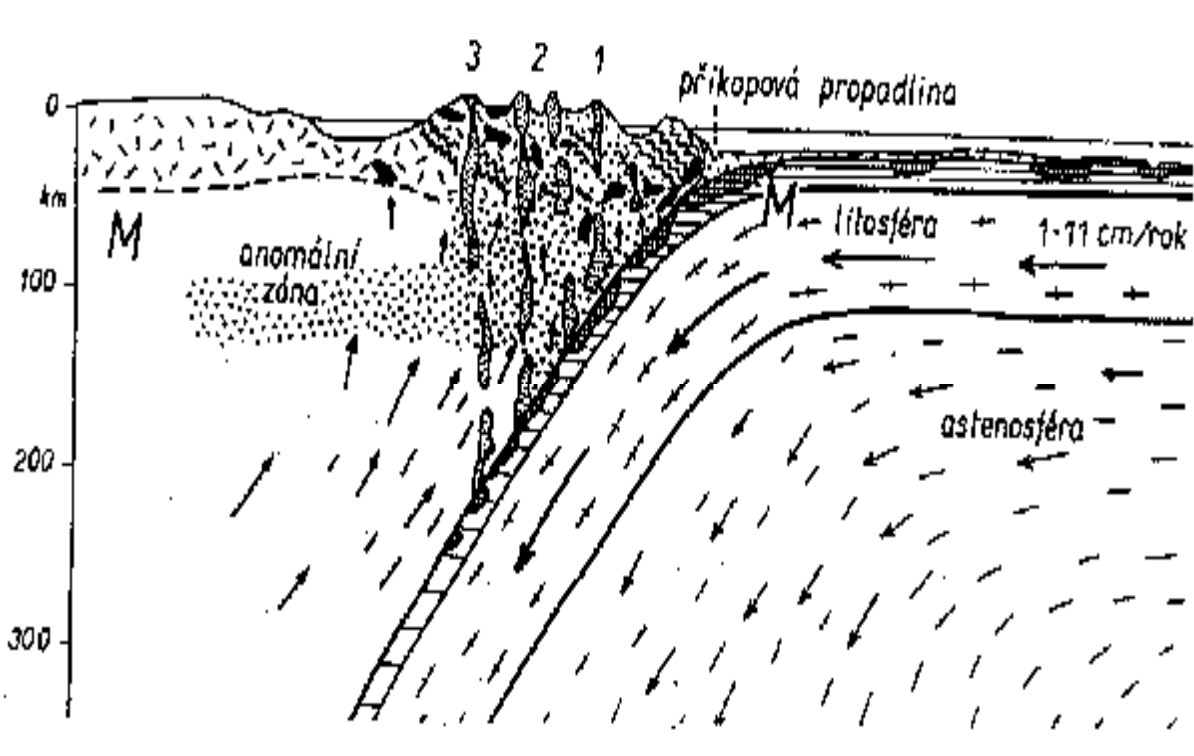


Obr.5.8.1 Hlavní a vedlejší litosférické desky s vyznačeným charakterem pohybu na jejich kontaktních liniích. Přerušované linie značí oblasti komprese, mající v mnoha případech charakter subdukčních zón.

Pohyb litosférických desek ovlivňuje konvekční proudění pod litosférou, v zóně nazývané astenosféra (v hloubce 70 až 250 km).

V tlakových zónách na sebe desky narážejí. V těchto zónách dochází ke vzniku metamorfních, magmatických i vulkanických procesů a silným zemětřesením.

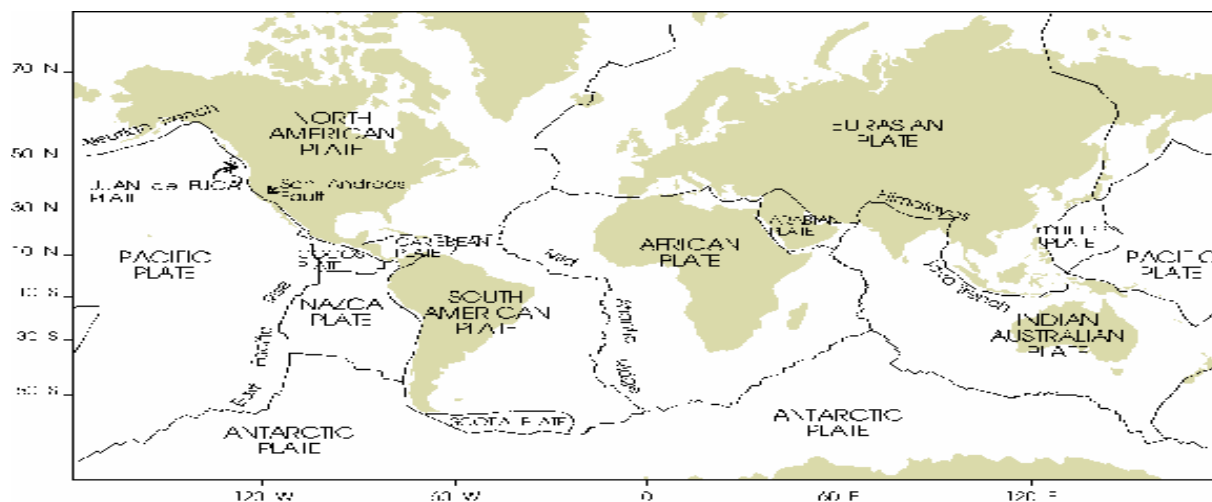
V případě, že se jedna deska podsunuje pod druhou, jde o tzv. subdukcí (oceánská deska se podsunuje pod pevninskou, např. podsouvání pacifické desky pod jihoamerickou). Střetnou-li se dvě pevninské desky, dochází k tzv. kolizi (např. vyvrásnění Himálaje kolizí indické a eurosasijské desky). Současné subdukční zóny odpovídají průběhu hlubinných zlomů a mohou probíhat v délce stovek až tisíců km. Schéma subdukční zóny je patrné na dalším obrázku (Obr.5.8.2).



Obr. 5.8.2 Schématické znázornění subdukce
1, 2, 3 výlevné horniny

Riftové zóny jsou tahové, stovky až desetitisíce kilometrů dlouhé a několik kilometrů až několik stovek kilometrů široké příkopové struktury ohraničené poklesy. Může na ně být vázán výstup vulkanitů i zemětřesení, vyskytují se na pevnině i ve dně oceánů. Oceánské riftové zóny jsou hranice, na kterých dochází k oddalování litosférických desek.

Vlivem tektonických sil a geologické stavby Země je možné rozdělit zemskou kůru na řadu bloků (11-14) které se vůči sobě vzájemně pohybují.



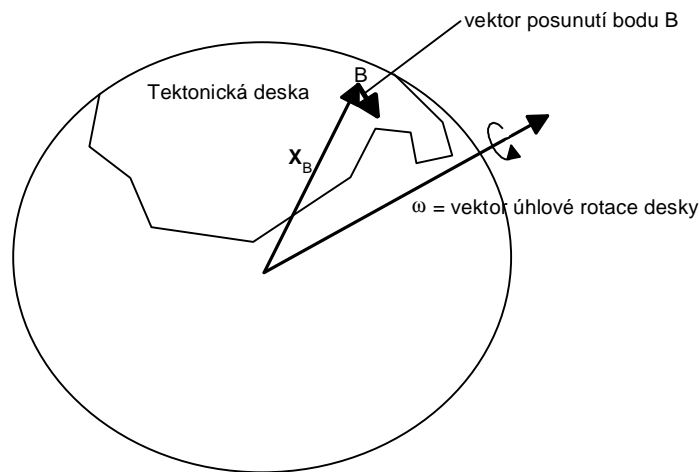
Obr.5.8.3 Rozložení tektonických desek

Rychlost tohoto pohybu je možné popsat matematicky pomocí rotačního vektoru w_k . Podle [10] lze tento vektor definovat na základě výrazu pro časovou změnu polohy stanice B , ležící na k -té tektonické desce:

$$\dot{\mathbf{X}}_B = \frac{d\mathbf{X}_B}{dt} = \mathbf{w}_k \times \mathbf{X}_B = (v \cdot \mathbf{e}_\omega) \times \mathbf{X}_B,$$

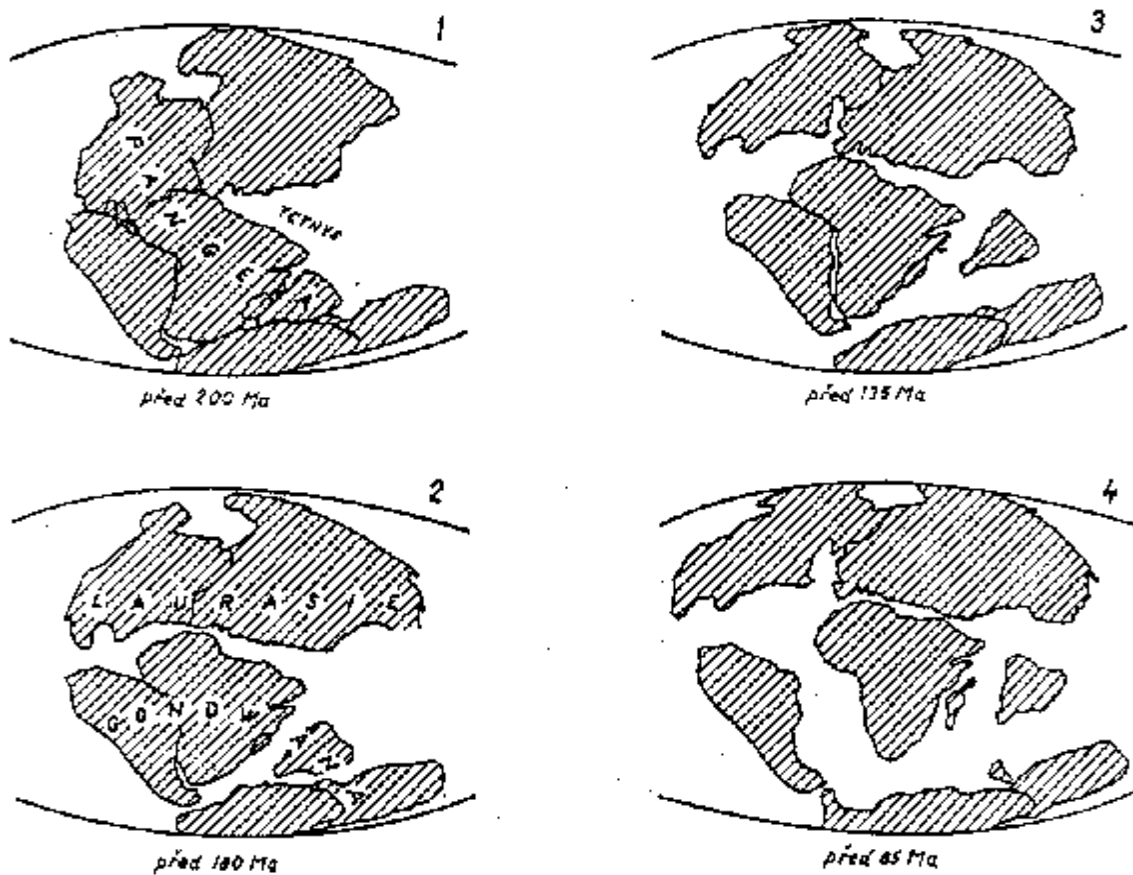
kde \mathbf{X}_B je vektor stanice, v je rychlost rotace desky a \mathbf{e}_ω je jednotkový vektor - nositel příslušného rotačního vektoru ω_k a v je velikost úhlové rychlosti. Velikosti rotačních vektorů jsou odvozeny na základě geofyzikálních pozorování a charakterizují globální horizontální pohyb tektonických ker. Horizontální z toho důvodu, že se doposud nepodařilo potvrdit hypotézu o roztažnosti nebo naopak smršťování Země; vektor ω je proto určován tak, aby byl globální vertikální pohyb nulový. Vzájemný pohyb tektonických desek ztěžuje definici souřadnicové soustavy „pevně vázané“ k zemskému tělesu. Prakticky by bylo možné zvolit jednu z desek jako referenční s nulovým pohybem a vázat počátek souřadnicové soustavy vůči této desce. Z hlediska teorie rotace reálné Země se však ukazuje daleko opodstatněnější definovat souřadnicový systém tak, aby integrální střední hodnota pohybu tektonických desek byla nulová, tedy jinými slovy, aby nedocházelo k rotaci sítě jako celku - podmínka „no net rotation - NNR“. Nejpoužívanějšími globálními geofyzikálními modely jsou AMO2 a v poslední době NNR-NUVEL1. Tyto modely jsou v současné době ověřovány a korigovány pomocí geodetického měření.

Poznámka: Na jednotlivých tektonických deskách může samozřejmě docházet k dalším časovým změnám stanic - posunům bodů. Zjišťování jak globálních, tak i regionálních případně lokálních posunů je náplní oboru geodynamika.



Obr. 5.8.4 Definice vektoru rotace tektonických desek

Na základě výzkumů v řadě geologických disciplin byla vytvořena rekonstrukce rozmístění litosférických desek v různých geologických obdobích vývoje Země.



Obr.5.8.5 Rekonstrukce rozmístění kontinentů v různých geologických obdobích vývoje Země
1 - perm, 2 - konec triasu, 3 - konec jury, 4 - konec křídy

5.8.1 Příklad výpočtu pohybů Zemských ker

Určení změnu přímé spojnice bodů A a B ležících na různých tektonických deskách o nichž předpokládáme, že se pohybují pouze horizontálním rotačním pohybem. Geocentrický vektor tíhové rotace jednotlivých ker určíme na základě známého vektoru rychlostí posunů na třech stanicích ležících na téže kře. Vektory rychlosti byly určeny metodami kosmické geodézie.

Zadání:

bod	X [m]	Y [m]	Z [m]	vX	vY	vZ[m/rok]
A						
51001S001 PORT MORESBY	-3464038.503	1334172.762	-5169224.328	-0.013	-0.018	0.041
50116M004 HOBART	-3950071.365	2522415.187	-4311638.367	-0.041	0.005	0.042
50133M001 PERTH	-2368686.972	4881316.520	-3341796.170	-0.051	0.008	0.048
B						
41609S001 CACHOEIRA PAULI	1815517.455	-5213464.894	-3187999.185	-0.010	-0.029	0.014
41705M003 SANTIAGO	4163493.941	-4163782.257	-2444561.583	0.022	-0.007	0.007
41901M001 BOGOTA	1744399.113	-6116037.818	512731.623	0.008	0.003	0.016

Nejprve převedeme pravouhlé souřadnice stanic na sférické φ a λ podle vztahů:

$$j = \arctg \frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}}$$

$$l = \arctg \frac{Y}{X}$$

Následně určíme vektory rychlosti, ve kterých nebude zahrnut pohyb desek ve vertikálním směru. Vektor rychlosti se z terestrického systému transformuje na složky rychlosti ve směru jižním (v_S), východním (v_E) a zenitu (v_r):

$$\begin{pmatrix} v_S \\ v_E \\ v_r \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Y(90^\circ - j) \\ X \\ Z \end{pmatrix} \begin{matrix} Z(l) \\ \\ T \end{matrix} \begin{pmatrix} v_X \\ v_Y \\ v_Z \end{pmatrix}$$

Složka rychlosti v zenitovém směru se položí rovna nule ($v_r = 0$) a provede se zpětná transformace do terestrického systému:

$$v' = \begin{pmatrix} v_X' \\ v_Y' \\ v_Z' \end{pmatrix} = T^T \begin{pmatrix} v_S \\ v_E \\ 0 \end{pmatrix}$$

Pro vektor rychlosti na tektonické kře platí $\dot{\mathbf{v}} = \dot{\mathbf{w}} \times \mathbf{r} \Rightarrow \dot{\mathbf{v}}' = \dot{\mathbf{r}} \times \dot{\mathbf{w}}$ kde $\dot{\mathbf{w}}$ je neznámý vektor rotace geocentra a \mathbf{r} je průvodič příslušné stanice z geocentra.

Složky vektoru $\dot{\mathbf{v}}'$ můžeme rozepsat jako:

$$\begin{aligned}
v_x &= r_y w_z - r_z w_y \\
v_y &= r_z w_x - r_x w_z \\
v_z &= r_x w_y - r_y w_x
\end{aligned}$$

Pomocí tří stanic pro každou tektonickou kru poté můžeme sestavit matici A a vektor l pro určení vyrovnaného vektoru rotace geocentra podle metody nejmenších čtverců (MNČ):

$$A = \begin{pmatrix} 0 & -r_z & r_y \\ r_z & 0 & -r_x \\ -r_y & r_x & 0 \\ \mathbf{M} & \mathbf{M} & \mathbf{M} \end{pmatrix} \quad l = \begin{pmatrix} v_x \\ v_y \\ v_z \\ \mathbf{M} \end{pmatrix}$$

Z vyrovnaného vektoru \hat{w} vypočteme pro obě kry vyrovnaný vektor rychlosti $\hat{v} = \hat{r} \times \hat{w}$ a následně pak jeho průmět do přímé spojnice bodů A a B .

Přehled výsledků:

1. deska (Austrálie):

$$\begin{aligned}
w_x &= 58.7037 \times 10^{10} \text{ rok}^{-1} \\
w_y &= 59.0920 \times 10^{10} \text{ rok}^{-1} \\
w_z &= 49.4830 \times 10^{10} \text{ rok}^{-1}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
v_x &= -0.0371 \text{ m/rok} \\
v_y &= 0.0132 \text{ m/rok} \\
v_z &= 0.0283 \text{ m/rok}
\end{aligned}$$

posun bodu A = -2.621 cm/rok

2. deska (Jižní Amerika):

$$\begin{aligned}
w_x &= -23.6330 \times 10^{10} \text{ rok}^{-1} \\
w_y &= -14.6549 \times 10^{10} \text{ rok}^{-1} \\
w_z &= -0.8815 \times 10^{10} \text{ rok}^{-1}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
v_x &= 0.0042 \text{ m/rok} \\
v_y &= -0.0077 \text{ m/rok} \\
v_z &= 0.0150 \text{ m/rok}
\end{aligned}$$

posun bodu B = 1.184 cm/rok

Vzájemný posun desek = 3.805 cm/rok

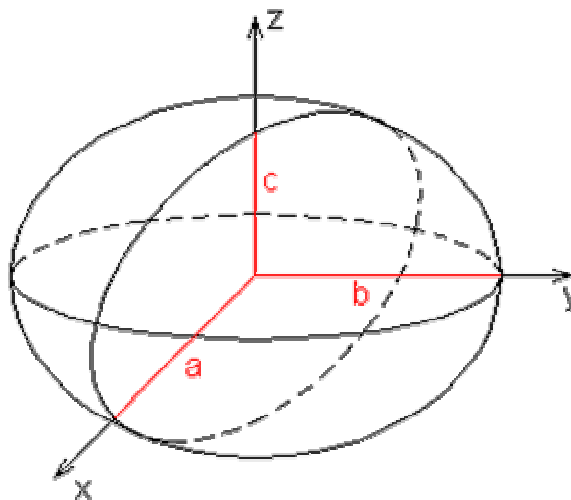
Původní spojnice bodů AB = 8641210.74012 m
Opravená spojnice bodů AB = 8641210.77817 m

6. Země, její velikost a tvar

6.1 Elipsoid:

Základní parametry elipsoidu:

a - hlavní poloosa elipsoidu
 b - vedlejší poloosa elipsoidu
 e - numerická výstřednost (první excentricita)
 i - zploštění elipsoidu



numerická výstřednost

$$e^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2}$$

druhá excentricita

$$e'^2 = \frac{a^2 - b^2}{b^2}$$

zploštění

$$i = \frac{a - b}{a}$$

1. Trojosý elipsoid
(ten se však vzhledem ke složitější geometrii nepoužívá)

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{c^2} + \frac{z^2}{b^2} = 1$$

2. Rotační elipsoid

$$\frac{x^2 + y^2}{a^2} + \frac{z^2}{b^2} = 1$$

6.1.1 Přehled důležitých elipsoidů:

Pro katastrální mapy Stabilního katastru byl použit elipsoid Zachův. Od roku 1841 se v našich zemích užívá Besselův elipsoid (dodnes představuje základní referenční elipsoid pro systém S-JTSK). Ten však vyhovuje pouze pro území s menší rozlohou a proto byl r. 1924 doporučen elipsoid Hayfordův. Jeho parametry byly vypočteny na základě rozsáhlých měření r. 1909 v USA. Tento elipsoid však u nás nakonec zaveden nebyl. Roku 1944 byly výsledky měření v USA doplněny i o měření v Evropě a SSSR a byl navržen nový elipsoid F.N.Krasovským. Tento elipsoid byl svými parametry nejlépe vyhovujícím elipsoidem pro zobrazení celé Země. Roku 1953 byl zaveden i v ČSSR. Na XV. Generálním shromáždění Geodetické a geofyzikální unie (IUGG) roku 1971 v Moskvě byl pro vědecké práce mezinárodního významu zaveden elipsoid IAG 1967 [2].

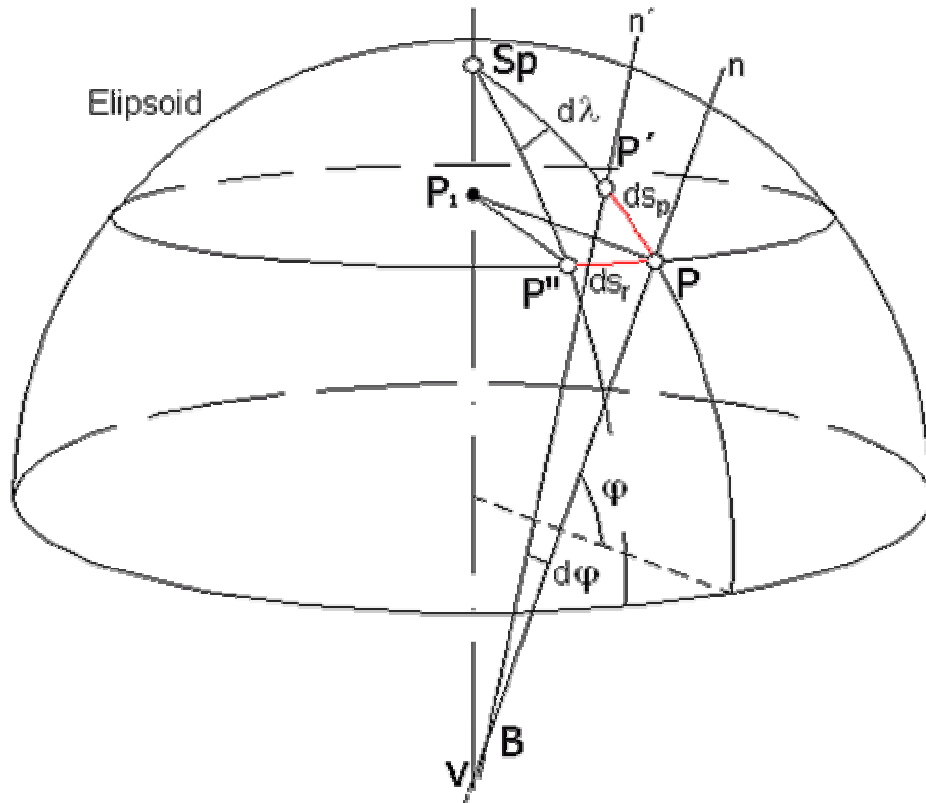
Tabulka základních parametrů důležitých referenčních elipsoidů:

	a [m]	b [m]	i	e
Zachův el.	6 376 045,000	6 355 477,11300	1: 310,000	0,0802571310
Besselův el. (r. 1841)	6 377 397,155	6 356 078,96290	1: 299,153	0,081 696 831
Hayfordův el. (r. 1909)	6 378 388,000	6 356 911,94613	1: 297,000	0,081 991 889
Krasovského el. (r. 1940)	6 378 245,000	6 356 863,01877	1: 298,300	0,081 813 333
IAG (r. 1967)	6 378 160,000	6 356 774,51610	1: 298,247	0,081 820 565
WGS-84 (r. 1984)	6 378 137,000	6 356 752,31425	1: 298,257	0,081 191 910

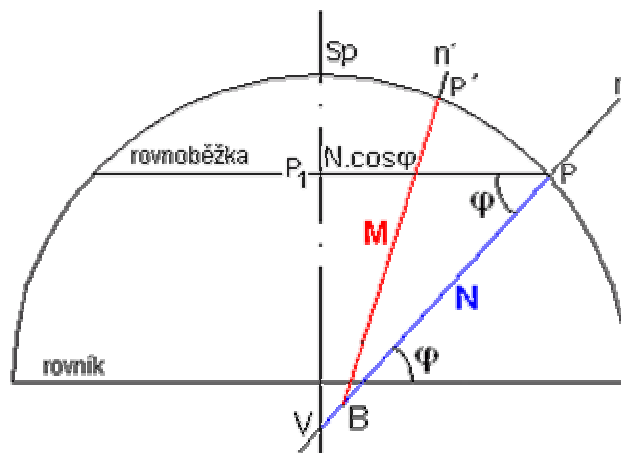
6.1.2 Poloměry křivosti v libovolném bodě na elipsoidu

V bodě P existují dva extrémní normálové řezy (řez rovinou procházející normálou v bodě a kolmou na povrch elipsoidu). Křivost těchto řezů je zde minimální a maximální, jsou to tzv. hlavní křivosti.

Tyto elementy - příčný poloměr křivosti N (poloměr křivosti v rovině kolmé na poledník) a meridiánový poloměr křivosti M (poloměr křivosti v poledníku) - používáme při výpočtech na referenčním elipsoidu. Pro referenční kouli platí $N = M = R$.



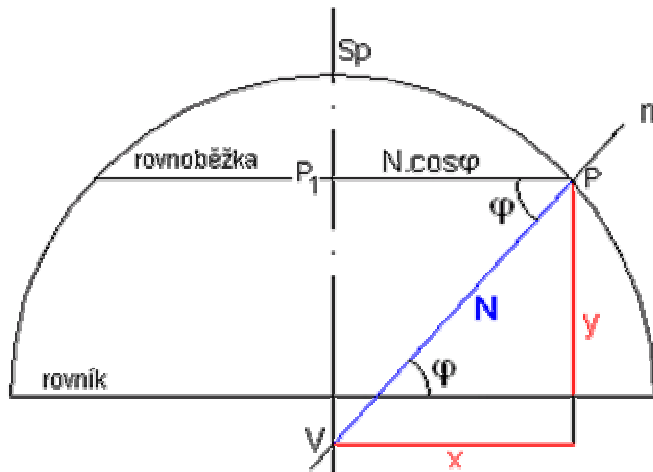
Poloměry křivosti



Poloměry křivosti

6.1.2.1 Příčný poloměr křivosti N:

Všechny normály jedné rovnoběžky se protínají v bodě V (ležícím na ose rotace), vzdálenost VP je příčný poloměr křivosti N. Někdy se pro něj také užívá označení poloměr křivosti v prvním vertikálu.



Příčný poloměr křivosti N

Souřadnice x,y jsou souřadnice bodu P v rovině poledníkové elipsy:

$$x = \frac{a \cdot \cos \varphi}{\sqrt{1 - e^2 \cdot \sin^2 \varphi}}$$

$$y = \frac{a \cdot (1 - e^2) \cdot \sin \varphi}{\sqrt{1 - e^2 \cdot \sin^2 \varphi}}$$

V těchto parametrických rovnicích se také často používá pomocné veličiny, tzv. první základní geodetické funkce W, pro kterou platí:

$$W = \sqrt{1 - e^2 \cdot \sin^2 \varphi}$$

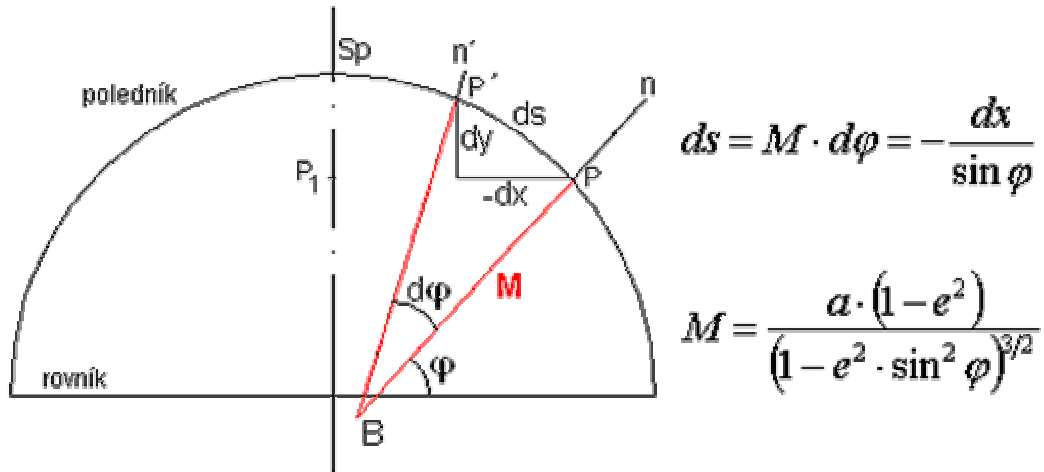
Pro příčný poloměr N pak platí:

$$x = N \cdot \cos \varphi \quad \Rightarrow \quad N = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \cdot \sin^2 \varphi}}$$

Pro rovník ($\varphi = 0^\circ$): $N = a$

Pro póly ($\varphi = 90^\circ$): $N = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2}}$

6.1.2.2 Meridiánový poloměr křivosti M:



$$ds = M \cdot d\varphi = -\frac{dx}{\sin \varphi}$$

$$M = \frac{a \cdot (1 - e^2)}{(1 - e^2 \cdot \sin^2 \varphi)^{3/2}}$$

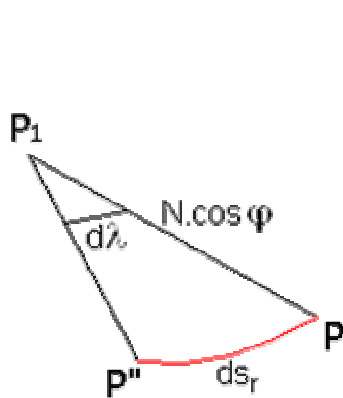
Meridiánový poloměr křivosti M

Pro rovník ($\varphi = 0^\circ$): $M = a \cdot (1 - e^2)$

Pro póly ($\varphi = 90^\circ$): $M = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2}}$

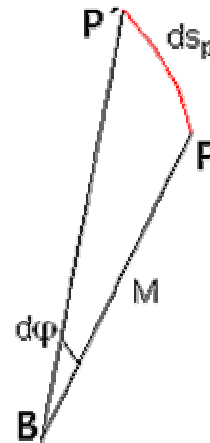
Pro libovolný bod na elipsoidu platí $N > M$ s výjimkou pólů, kde $N = M$.

6.1.2.3 Délkové elementy na poledníku a rovnoběžce



Délkový element v rovnoběžce

$$ds_r = N \cdot \cos \varphi \cdot d\lambda$$



Délkový element v poledníku

$$ds_\varphi = M \cdot d\varphi$$

6.2 Výpočet délky oblouku rovnoběžky na různých elipsoidech

Úkolem je porovnat délkové elementy v rovnoběžce pro interval zeměpisné délky $\Delta\lambda = 1^\circ$ pro různé zeměpisné šířky $\varphi(20^\circ; 40^\circ; 60^\circ \text{ a } 80^\circ)$ a výsledky navzájem porovnat.

Výpočet je proveden na následujících šesti elipsoidech:

název el. základní parametry

Zachův: $a = 6376045,0000$
 $b = 6355477,1130$
 $i = 0,003225806$
 $e = 0,080257131$

Besselův: $a = 6377397,1550$
 $b = 6356078,9629$
 $i = 0,003342771$
 $e = 0,081696831$

Hayfordův: $a = 6378388,0000$
 $b = 6356911,9461$
 $i = 0,003367003$
 $e = 0,081991889$

Krasovského: $a = 6378245,0000$
 $b = 6356863,0188$
 $i = 0,00335233$
 $e = 0,081813333$

IAG: $a = 6378160,0000$
 $b = 6356774,5161$
 $i = 0,003352926$
 $e = 0,081820565$

WGS-84: $a = 6378137,0000$
 $b = 6356752,3143$
 $i = 0,003352813$
 $e = 0,08119191$

Nejprve je nutno vypočítat poloměry křivosti M a N podle vzorců:

$$N = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \cdot \sin^2 j}} \quad a \quad M = \frac{a \cdot (1 - e^2)}{(1 - e^2 \cdot \sin^2 j)^{3/2}}$$

Dále je možno provést výpočet délkového elementu v rovnoběžce.

$$l_r = N \cdot \cos j \cdot \Delta l$$

Následující výpočet je proveden pro zeměpisné šířky $\varphi = 20^\circ$; $\varphi = 40^\circ$; $\varphi = 60^\circ$ a $\varphi = 80^\circ$. Dále je v tabulkách uveden rozdíl délkových elementů v rovnoběžce u jednotlivých elipsoidů. Jako výchozí je uveden délkový element na elipsoidu WGS-84.

Délkový element v rovnoběžce zeměpisné šířky 20° pro interval zeměpisné délky 1°

$\varphi = 20^\circ$	N	M	délkový element v rovnoběžce l_r	rozdíl
Zachův	6378448,46342	6338159,75013	104611,21228	-35,24768
Besselův	6379888,20048	6338131,47327	104634,82501	-11,63495
Hayfordův	6380897,47187	6338831,88983	104651,37780	4,91784
Krasovského	6380743,49145	6338861,95807	104648,85241	2,39245
IAG	6380658,90014	6338770,51650	104647,46505	1,00509
WGS-84	6380597,61686	6339350,92009	104646,45996	0,00000

Délkový element v rovnoběžce zeměpisné šířky 40° pro interval zeměpisné délky 1°

$\varphi = 40^\circ$	N	M	délkový element v rovnoběžce l_r	rozdíl
Zachův	6384546,42151	6346240,29194	85361,37128	-30,67684
Besselův	6386208,82567	6346505,19718	85383,59762	-8,45050
Hayfordův	6387264,94659	6347267,28907	85397,71796	5,66984
Krasovského	6387083,04709	6347260,60754	85395,28596	3,23784
IAG	6386999,49511	6347170,53331	85394,16887	2,12075
WGS-84	6386840,87480	6347622,80063	85392,04812	0,00000

Délkový element v rovnoběžce zeměpisné šířky 60° pro interval zeměpisné délky 1°

$\varphi = 60^\circ$	N	M	délkový element v rovnoběžce l_r	rozdíl
Zachův	6391502,06111	6355460,50808	55776,37756	-21,47368
Besselův	6393419,25331	6356061,12763	55793,10822	-4,74302
Hayfordův	6394528,98667	6356893,84888	55802,79247	4,94123
Krasovského	6394315,13596	6356845,07944	55800,92627	3,07503
IAG	6394232,77372	6356756,57161	55800,20752	2,35628
WGS-84	6393962,76392	6357062,09750	55797,85124	0,00000

Délkový element v rovnoběžce zeměpisné šířky 80° pro interval zeměpisné délky 1°

$\varphi = 80^\circ$	N	M	délkový element v rovnoběžce l_r	rozdíl
Zachův	6396054,31303	6361496,66688	19384,72930	-7,78839
Besselův	6398138,71978	6362317,74997	19391,04658	-1,47111
Hayfordův	6399283,64105	6363196,85744	19394,51653	1,99884
Krasovského	6399048,81843	6363120,44489	19393,80484	1,03990
IAG	6398967,23728	6363032,96614	19393,55759	1,03990
WGS-84	6398624,11741	6363242,11753	19392,51769	0,00000

7. Atmosféra

7.1 Složení a vertikální členění atmosféry

Zemskou atmosféru neboli vzdušný obal Země, můžeme z hlediska jejího složení rozdělit na tři základní složky:

- Ø Suchou a čistou atmosféru tvořenou směsí plynů, z nichž největší zastoupení má dusík a kyslík
- Ø Vodní páru, popř. vodní kapičky nebo ledové částice. Množství vodní páry ve vzduchu je prostorově i časově značně proměnlivé a v reálných atmosférických podmínkách může vodní pára přecházet ve vodu (kondenzací) nebo přímo v led
- Ø Různé znečišťující příměsi, jako např. půdní a prachové částičky, jemné krystalky mořských solí, částice vulkanického popela, částice organického původu, produkty vznikající při hoření meteoritů, kosmický prach proniklý do ovzduší Země apod. Vedle těchto příměsí přirozeného původu jsou to i příměsi antropogenní povahy, které se do atmosféry dostávají jako přímý nebo nepřímý produkt činnosti člověka a mohou mít plynné, kapalné nebo tuhé skupenství

Z výše uvedených skutečností je zřejmé, že v atmosféře jsou vedle plynů obsaženy i různé tuhé částice, popř. kapičky, a z fyzikálního hlediska tedy můžeme atmosféru považovat za řídký aerosol představovaný soubory tuhých a kapalných částic rozptýlených v plynném prostředí. Z aerosolových částic jsou v atmosféře meteorologicky významné zejména ty, které mohou působit v roli tzv. kondenzačních jader (krystalky solí, některé typy kouřů atd.) nebo jader krystalizace (ledových jader). Avšak i ty aerosolové částice, jež se aktivně neúčastní procesu kondenzace vodní páry nebo krystalizace (mrznutí) kondenzací vzniklých kapek vody, mohou mít značný význam např. pro zeslabování slunečního záření procházejícího zemskou atmosférou apod.

Při vertikálním členění atmosféry lze uplatňovat různá hlediska. Rozlišujeme několik typů tohoto členění, a to např. podle elektrických vlastností vzduchu, podle intenzity promíchávání vzduchu nebo podle průběhu teploty vzduchu s výškou.

V případě členění podle průběhu teploty s výškou nazýváme nejspodnější část zemské atmosféry troposférou. Tato atmosférická vrstva sahá v našich zeměpisných šířkách přibližně do výše 11 km nad úroveň moře, u pólů pouze 8-9 km a nad rovníkem asi 17-18 km. Příčinou tohoto zploštění v oblasti pólů je zemská rotace. Pro troposféru je charakteristickým znakem převládající pokles teploty s výškou, v našich zeměpisných šířkách dosahuje teplota na její horní hranici hodnot kolem -55°C , nad rovníkem asi -80°C . Troposféra obsahuje podstatnou část vodní páry vyskytující se v atmosféře, vytvářejí se v ní oblaky, vznikají zde atmosférické srážky atd. Tlak vzduchu ve výškách kolem 11 km dosahuje hodnot cca 200 hPa.

Od horní hranice troposféry do výše přibližně 50 km nad úroveň moře se nalézají stratosféra. V její spodní části se teplota vzduchu s výškou prakticky nemění (izotermie), ve vyšších hladinách dokonce s výškou roste tak, že v oblasti horní hranice stratosféry může dosahovat i kladných

hodnot ve °C. Součástí stratosféry je tzv. ozónosféra, tj. vrstva s relativně vysokým obsahem ozónu O₃, který silně absorbuje ultrafialové sluneční záření, a umožňuje tím existenci života na Zemi.

Vrstva atmosféry ve výškách zhruba od 50 do 80 km se nazývá mezosféra a vyznačuje se ostrým poklesem teploty s výškou, v oblasti její horní hranice dosahuje teplota vzduchu -80° až -100°C. Odtud směrem vzhůru se nalézá termosféra, jejíž horní hranice se většinou uvažuje ve výškách kolem 500 km. Teplota v termosféře nejprve s výškou výrazně roste, potom zůstává zhruba konstantní a řádově dosahuje stovek °C. Následuje ionosféra od 60 do 600 km a nejvýše položená vrstva zemské atmosféry, která plynule přechází v meziplanetární prostor, se nazývá exosféra. Přechody mezi jednotlivými zmíněnými vrstvami (sférami) se nazývají pauzy s přípojným označením příslušné níže ležící vrstvy.

Intenzita promíchávání vzduchu je do výšek 90-100 km nad úrovní moře dostatečná k tomu, aby procentuální zastoupení hlavních plynných složek ovzduší (kromě vodní páry, ozónu a oxidu uhličitého) se s výškou prakticky neměnilo. Tuto část atmosféry proto nazýváme homosférou. Ve větších výškách již vliv vertikálního promíchávání slábne a vertikální rozložení složek vzduchu je převážně dáno difúzní rovnováhou, tzn. že s výškou ubývá rychleji relativně těžších plynů. Nejsvrchnější části zemské atmosféry jsou proto tvořeny převážně vodíkem a vrstvy ovzduší nad homosférou se nazývají heterosféra.

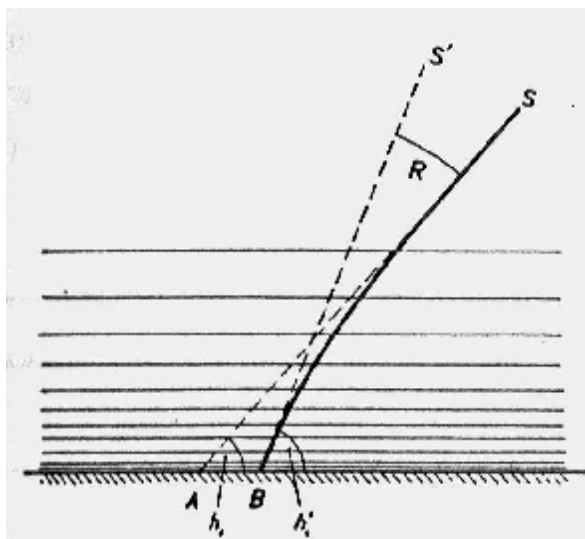
Zemskou atmosféru je dále možno dělit např. na mezní vrstvu, v níž se uplatňuje vliv tření proudícího vzduchu o zemský povrch, a na tzv. volnou atmosféru, kde je toto tření již zanedbatelné. Tloušťka mezní vrstvy se mění v dosti širokých mezích, roste se zvětšující se drsností zemského povrchu, s rychlostí proudění a s intenzitou vertikálního promíchávání vzduchu. Orientačně dosahuje nejčastěji hodnot v rozmezí 1-2 km nad zemským povrchem.

7.2 Astronomická a terestrická refrakce

Při průchodu světelných paprsků atmosférou dochází k zakřivení jejich trajektorie. Důvodem je, jak je uvedeno v předchozí kapitole, nehomogenita atmosféry.

Tato nehomogenita způsobuje jev, který nazýváme astronomickou nebo terestrickou refrakcí podle toho, zda se pozorovaný objekt nachází vně atmosféry (astronomická refrakce) nebo uvnitř (terestrická refrakce). V některé literatuře jsou astronomická i terestrická refrakce souhrnně nazývány atmosférickou refrakcí.

Pozorovatel nacházející se na zemském povrchu v místě *B* (obr.7.2.1) sleduje určitou hvězdu, která by se při neexistenci lomu (v případě homogenní atmosféry) světelných paprsků v atmosféře nacházela na obloze v místě *S*.



Obr.7.2.1Vznik astronomické refrakce

Světelný paprsek přicházející z mimozemského zdroje světla vstupuje do stále hustších vrstev vzduchu, a proto se lomí ke kolmici stále více a více k zemského povrchu. Pozorovatel potom vnímá danou hvězdu ve směru tečny vedené k zakřivenému paprsku v bodě, kde tento paprsek vstupuje do jeho oka, t.j. na obrázku ve směru od bodu B k bodu S'. Astronomickou refrakcí potom rozumíme celkovou změnu směru paprsku Δj (většinou značíme R) při průchodu atmosférou. Astronomická refrakce je velmi důležitá při astronomických pozorováních, neboť udává úhel, o který se liší skutečná výška hvězdy h_1 nad obzorem od pozorované zdánlivé výšky h_1' . Úhel astronomické refrakce můžeme vypočítat z definičního vztahu

$$R = \int_{n_0}^{n_a} \frac{Cdn}{n\sqrt{r^2n^2 - C^2}}, \quad r=r(n)$$

Konstantu C určíme z okrajových podmínek u povrchu Země, kde α_0 je úhel dopadu, s nímž paprsek vstoupil do oka pozorovatele a n_0 je index lomu u povrchu, platí pak $C=(n_0r_z\sin\alpha_0)$, kde r_z je velikost poloměru Země.

Je nutné připomenout, že astronomická refrakce daná výše uvedeným vztahem jako funkce indexu lomu je závislá na vlnové délce světla.

Pro přibližný výpočet astronomické refrakce lze použít vzorců

$$R = 57''\text{tg } z', \quad \text{pro } 0^\circ \leq z' \leq 80^\circ$$

$$R = 57''\text{tg } z' - \frac{(0,55'' \sin z')}{\cos^2 z'}, \quad \text{pro } 80^\circ \leq z' \leq 89^\circ$$

kde z' je zdánlivá zenitová vzdálenost. Z následující tabulky je zřejmé, že největší hodnoty astronomické refrakce jsou u objektů v těsné blízkosti ideálního obzoru (zenitové vzdálenosti blízké 90°).

z'	R
90°	34'54"
89°40'	30'52"
89°20'	27'23"
89°	24'25"
87°	14'15"
85°	10'40"
70°	2'37"
50°	1'9"
30°	0'33"

Závislost astronomické refrakce R na zdánlivé zenitové vzdálenosti z' při tlaku $p=1,01 \cdot 10^5$ Pa a teplotě $t=8,5$ °C

Tyto objekty lze v důsledku astronomické refrakce pozorovat asi o polovinu úhlového stupně výše nad obzorem, než je jejich skutečná poloha.

Analogickým jevem k astronomické refrakci je tzv. zemská refrakce definovaná jako úhel celkového stočení paprsku vycházejícího ze zemského povrchu a procházejícího šikmo vzhůru atmosférou do kosmického prostoru.

Obdobným úkazem, avšak v podstatně menším měřítku, je tzv. boční refrakce působená lomem přibližně horizontálních světelných paprsků na nehomogenitách hustoty vzduchu. Tyto nehomogenity vznikají nejčastěji následkem intenzivního nerovnoměrného zahřívání zemského povrchu slunečním zářením během denních hodin. Tento jev způsobuje obtíže při geodetických pracích v terénu.

Jak bylo zmíněno vedle astronomické refrakce, při níž je pozorovaný bod vně atmosféry (např. hvězdy, Měsíc aj.), rozlišujeme ještě tzv. terestrickou refrakci, při níž je pozorovaný zdroj uvnitř atmosféry Země. Terestrická refrakce je definována jako úhel, který svírá spojnice oka pozorovatele se skutečnou polohou pozorovaného bodu a směrem, ve kterém tento bod vidíme, tj. směrem tečny k trajektorii paprsku v bodě pozorovatele.

Vztah pro astronomickou refrakci se pak změnil na

$$R = \int_{n_A}^{n_B} \frac{Cdn}{n\sqrt{r^2 n^2 - C^2}}, \quad r=r(n), \quad C=(n_0 r_z \sin \alpha_0)$$

kde r_z je velikost poloměru Země, α_0 je úhel dopadu, s nímž paprsek dopadá na povrch Země, n_A je index lomu v tomto místě a n_B je index lomu v místě B , kde je pozorovaný předmět, n_0 je index lomu u povrchu Země, $r_1(r_2)$ je vzdálenost bodu A (resp. B) od středu Země.

7.2.1 Jevy vyvolané astronomickou refrakcí

Ø Prodloužení trvání dne

Následkem astronomické refrakce jsou zenitové vzdálenosti těles na obloze menší než ve skutečnosti. Tento jev je zvláště patrný u hvězd při obzoru. Proto vidíme Slunce a jiné hvězdy ještě určitou dobu po jejich západu. Analogické jevy nastávají při východu Slunce. Následkem toho se prodlužuje trvání dne. V našich zeměpisných šířkách asi o 8-12 minut, ale za polárním kruhem se trvání polárního dne prodlužuje až o několik dní a polární noc se zkracuje.

Ø Změna tvaru slunečního a měsíčního kotouče v blízkosti obzoru

Ke změně tvaru slunečního a měsíčního kotouče u obzoru dochází vlivem astronomické refrakce. Částečné zploštění Slunce ve vertikálním směru vysvětlíme takto: následkem refrakce je spodní okraj Slunce u obzoru zvýšen více (asi o $35'$) než horní okraj. Průměr Slunce se tedy jeví zkrácený. Stejná úvaha platí i pro kotouč Měsíce.

Ø Zelený paprsek

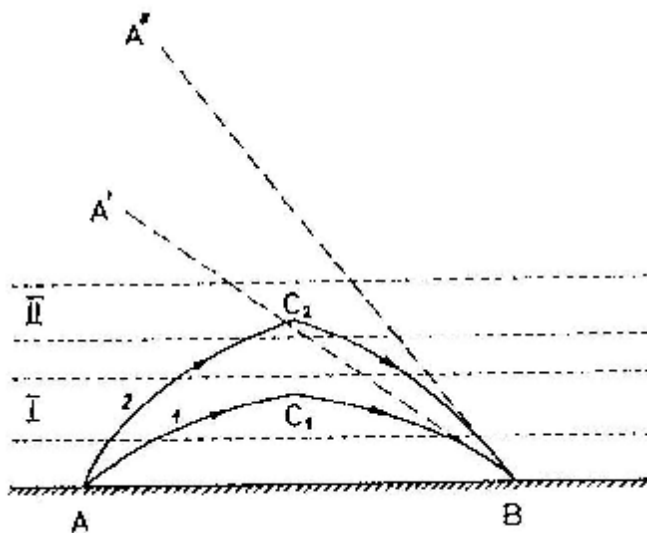
Zelený paprsek je jevem, kdy při západu (nebo východu) Slunce spatříme na krátký čas (0,8-1s) zelené světlo. Protože index lomu obecně závisí na vlnové délce elektromagnetického záření, jeví světelné paprsky tvořené nemonochromatickým světlem při lomu disperzi. Velikost indexu lomu roste s klesající vlnovou délkou, což znamená, že astronomická refrakce bude o něco větší pro krátké vlnové délky z modrofialového konce spektra viditelného záření, než pro větší vlnové délky z červeného konce spektra. Paprsek přímého slunečního záření procházející atmosférou šikmo k zemskému povrchu se vlivem lomů (astronomické refrakce) rozkládá, tak jako v hranolu. Astronomická refrakce je největší pro fialovou, dále modrou a zelenou část spektra a nejmenší pro červenou. To se děje v míře tím větší, čím je Slunce blíže k obzoru. Modré paprsky slunečního světla přicházejí k pozorovateli strměji než paprsky červené. Modrý obraz slunečního kotouče leží tedy výše než červený, mezi oběma leží obrazy v ostatních spektrálních barvách. V těsné blízkosti obzoru je disperze u žlutých a fialových paprsků asi $38''$. Protože je viditelný úhlový průměr Slunce $32'$ a disperze světla $38''$, je zřejmé, že větší část barevných obrazů se složí a dává bílé světlo, a jen okrajové barvy zůstávají čisté. Oko však tyto barevné okraje nerozlišuje, neboť jejich úhlová šířka je několik úhlových vteřin. Avšak při západu Slunce, je-li Slunce již tak hluboko, že červené a žluté sluneční kotouče zmizely pod obzorem, vystupuje ještě jen nejhořejší zelený a modrý okraj. Modré světlo je při průchodu atmosférou silněji zeslabováno než zelené. Modrý okraj je tedy slabý a vzhledem k němu vyniká s ním sousedící okraj zelený. Proto pozorujeme v okamžiku, kdy klesá pod obzor poslední úseč slunečního kotouče, po několik vteřin nebo jejich zlomky zelené zasvícení, což se nazývá zeleným paprskem nebo zelenou úsečí. Jev je též pozorovatelný při východu Slunce. Možnost vidět zelený paprsek závisí na složení atmosféry v okamžiku západu nebo východu Slunce. To značí, že pozorování zeleného paprsku informuje o složení atmosféry, její průzračnosti apod. Zelený paprsek se stane viditelným, je-li atmosféra průzračná a obsahuje-li málo vodních par. Je-li Slunce při západu červené, je možné předem tvrdit, že se zelený paprsek neobjeví. Jestliže naopak při přiblížení k obzoru Slunce změnilo málo své bíložluté světlo a zapadá velmi jasné, pak je možné s velkou pravděpodobností očekávat objevení zeleného paprsku. Nutné však je,

aby obzor byl vymezen ostrou čarou, bez jakýchkoli nerovností. Doba trvání zeleného paprsku je velmi krátká, závisí na zeměpisné šířce místa pozorování a na ročním období. Nejdelší pozorovaná doba je asi 3,5 sekundy. Nejkratší je v době jarní a podzimní rovnodennosti, kdy Slunce je nad rovníkem, nejdelší pak v době letního a zimního slunovratu, kdy je Slunce od rovníku nejvíce vzdáleno.

7.2.1 Jevy vyvolané terestrickou refrakcí

Ø Svrchní a spodní zrcadlení

Tyto jevy jsou spíše známé pod arabským názvem fata morgana (arabsky víla "Morgana"), který však není striktním vědeckým názvem. V původním smyslu jde o staré lidové označení klamných obrazů v ovzduší pocházející z oblasti Messinské nížiny. Jsou to jevy vznikající zrcadlením na vrstvách atmosféry. Svrchní zrcadlení se vyskytuje v oblastech s mohutnými tepelnými inverzemi, např. v polárních oblastech (zde je spodní vrstva atmosféry silně ochlazená stykem s ledovým povrchem). Může k němu dojít i v oblasti suchých tropických pásů v kombinaci se spodním zrcadlením. Schématické znázornění svrchního zrcadlení vidíme na následujícím obrázku:



Obr. 7.2.1.1 Svrchní zrcadlení.

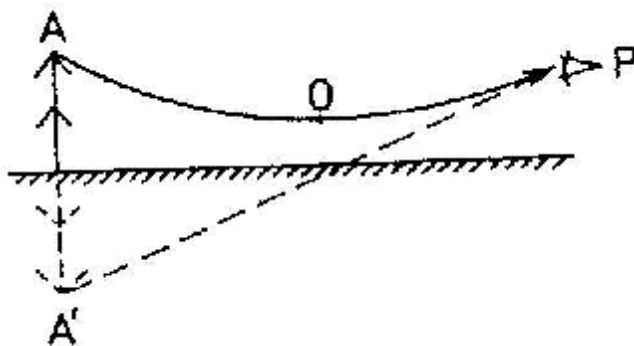
Světelný paprsek 1 vycházející z místa 1 postupuje atmosférou šikmo vzhůru. Následkem poklesu hustoty vzduchu, a tím i indexu lomu s výškou dochází k lomu od kolmice.

Pokud hustota klesá s výškou zvláště rychle, což je typické zejména pro vrstvy s teplotními inverzemi (vrstvy I a II na obrázku 7.2.1.1), může úhel dopadu, tj. úhel sevřený paprskem a vertikálou, nabýt kritické hodnoty pro totální odraz. Takovou situaci máme znázorněnou v bodě C_1 . Paprsek se potom ohne zpět k zemskému povrchu a na svém dalším postupu prochází stále hustšími vrstvami vzduchu, lomí se tedy ke kolmici, až se v místě B dostává do oka pozorovatele. Z bodu B pak lze ve směru tečný k paprsku 1, která

na obrázku směřuje k bodu A' , spatřit převrácený obraz situace v místě A , jež se může nalézat za geometrickým obzorem (svrchní zrcadlení je v některých případech komplikovanějším úkazem tvořeným zrcadlově sdruženými převrácenými a nepřevrácenými obrazy daného objektu nalézajícího se někdy v dosahu přímé viditelnosti, jindy za obzorem). V případě, kdy v atmosféře existuje více vrstev s teplotní inverzí nad sebou, může dojít ke vzácnému úkazu, při němž lze pozorovat vícenásobné svrchní zrcadlení (dva nebo více obrazů vzdálených objektů nad sebou). Schematické znázornění opět vidíme na obrázku, uvažujeme-li kromě paprsku 1 i zakreslený paprsek 2, který je totálně odražen v bodě C_2 na teplotní inverzi II místa A znázorněný jako A'' .

Vznik právě popsaného úkazu svrchního zrcadlení je typický pro geografické oblasti vyznačující se výskytem mohutných výškových inverzí teploty. Patří sem především polární oblasti a v některých případech oblasti suchých tropických pásů (pouští). Ve druhém z těchto případů však vlastní jev svrchního zrcadlení může být kombinován se spodním zrcadlením (viz dále) v silně přehřáté přízemní vrstvě vzduchu, což má za následek, že zdánlivý obraz vzdálených objektů vidíme nepřevrácený a těsně při obzoru. U nás je svrchní zrcadlení poměrně řídkým jevem a pokud se vyskytne, bývá to zpravidla v zimním období, neboť v chladné polovině roku jsou v našich oblastech podstatně příznivější podmínky pro vytváření mohutných teplotních inverzí než v létě.

Při velmi intenzivním ohřívání zemského povrchu slunečním zářením však někdy vzniká situace, za níž v přehřáté přízemní vrstvě vzduchu silně několik cm až několik m hustota vzduchu s výškou roste, neboť teplota klesá s vertikální souřadnicí rychleji než o $0,0342 \text{ K}\cdot\text{m}^{-1}$. V souvislosti s tím si na obr. 7.2.1.2 povšimněme světelného paprsku, který vychází z objektu A a postupuje přehřátou přízemní vrstvou s anomálním vertikálním růstem hustoty vzduchu do naznačeného oka pozorovatele P .



Obr. 7.2.1.2 Spodní zrcadlení

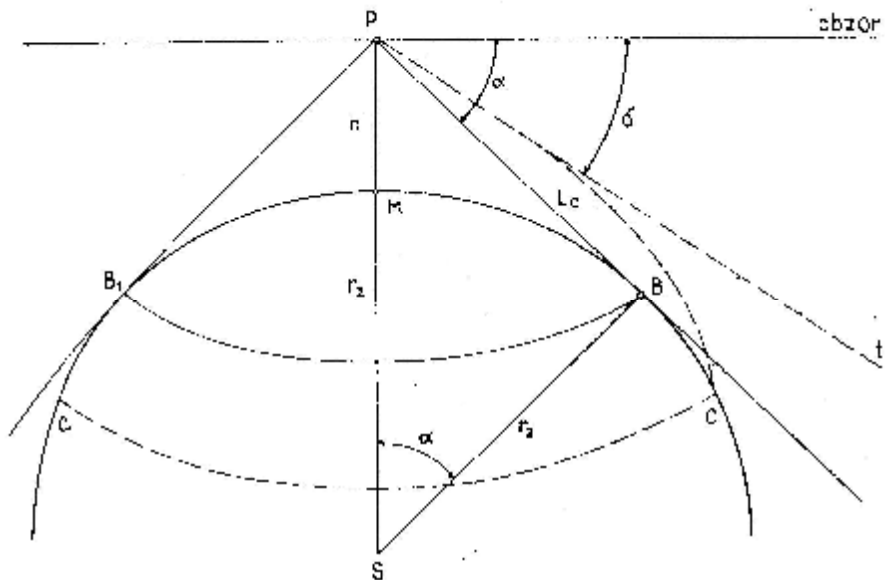
V tomto případě se uvažovaný paprsek nejprve lomí od kolmice, jeho úhel dopadu roste, až v bodě O dosáhne kritické hodnoty potřebné pro totální odraz, paprsek se ohýbá směrem vzhůru a začne se lámat ke kolmici. Pozorovatel P pak ve směru tečny vedené z jeho oka k danému paprsku vidí zrcadlově převrácený obraz objektu A . Takto popsaný jev, tzv. spodní zrcadlení, je typickým úkazem zejména v horkých pouštích, ale vyskytuje se

zcela běžně i u nás, a to především nad sluncem rozpálenými betonovými a asfaltovými plochami nebo nad železničními kolejemi. V případě, že se pozorovatel na obrázku nalézá mezi objektem A a bodem totálního obrazu O , nepozoruje spodní zrcadlení, avšak objekt A se mu jeví nepřevrácený poněkud níže než se ve skutečnosti nalézá. Tímto způsobem vzniká tzv. snížení obzoru.

Je nutné připomenout, že zrcadlení nevzniká tehdy, vane-li vítr, neboť v tomto případě dochází k promíchávání vrstev vzduchu, a vzduchové vrstvy při povrchu Země se stávají homogenní.

Ø Zdánlivé zvednutí obzoru

Terestrickou refrakcí dochází k mírnému zvětšení zdánlivého obzoru. Přibližně kulový tvar Země omezuje teoretickou přímou viditelnost předmětů na zemském povrchu. Předpokládejme, že pozorovatel P se nachází v určité výšce $h=|PM|$ nad zemským povrchem.



Obr.7.2.1.3 Zdánlivé zvednutí obzoru

Tečny PB a PB_1 vedené z bodu P určují geodetický (někdy nazývaný též geometrický) obzor. Úhel α mezi matematickým obzorem a tečnou k zemskému povrchu se nazývá geodetická deprese obzoru. Kdyby neexistovala refrakce, pak by světelné paprsky byly přímkové a z bodu P by bylo vidět povrch omezený obloukem BB_1 . Ovšem v důsledku refrakce dopadají do oka pozorovatele světelné paprsky i ze vzdálenějších bodů, tj. krajní viditelná mez zemského povrchu se posunuje do bodů CC_1 . Obzor se jeví jako rozšířený a vyzdvižený vzhledem ke geodetickému (rozšířený obzor je vidět ve směru tečny k trajektorii paprsku PC , tedy ve směru tečny t). Pozorovaná geodetická deprese obzoru δ je pak menší než skutečná geodetická deprese α . Z trojúhelníku PBS lze snadno stanovit vzorec pro geodetickou depresi obzoru a vzdálenost přímé viditelnosti L_o :

$$\operatorname{tg} \alpha = \sqrt{\frac{(r_z + h)^2 - r_z^2}{r_z^2}} = \sqrt{\frac{2h}{r_z} + \frac{h^2}{r_z^2}}$$

$$L_o = \sqrt{(r_z + h)^2 - r_z^2} = \sqrt{2r_z h \left(1 + \frac{h}{2r_z}\right)}$$

$$\operatorname{tg} \alpha = L_o / r_z$$

Jestliže zanedbáme velmi malé hodnoty h^2/r_z^2 a $h/2r_z$, můžeme psát pro malé úhly α ($\alpha \doteq \operatorname{tg} \alpha$)

$$\alpha = \sqrt{2h/r_z}, \quad L_o = \sqrt{2r_z h},$$

V důsledku refrakce vzdálenost skutečně přímé viditelnosti L roste vzhledem k L_o asi o 6,5% [12].

Hodnota pozorované deprese obzoru δ je závislá na změně hustoty vzduchu a změně indexu lomu s výškou, tj. na gradientu teploty přízemní vrstvy atmosféry. Obecná rovnice dráhy paprsku PB může být v tom případě napsána v podobě

$$r_z n_o \sin \alpha_o = (r_z + h) n \sin \alpha$$

kde n_o resp. n jsou indexy lomu u zemského povrchu (v bodě B) a ve výšce h (v bodě P), $\alpha_o = 90^\circ$, α je roven úhlu dopadu v bodě P . Lze ukázat [12], že pozorovaná geodetická deprese obzoru je

$$\delta^2 = \alpha^2 + 2\Delta n,$$

kde $\Delta n \doteq 0,227 \Delta \rho$ je změna hodnoty indexu lomu mezi zemským povrchem a výškou h v závislosti na hustotě vzduchu ρ . Při malých teplotních gradientech a inverzích (hustota s výškou klesá) je $\rho < \alpha$, tj. pozoruje se rozšíření a zdvižení obzoru.

Terestrickou refrakcí (zvednutím nebo snížením obzoru) je vyvolán jev, který lze často v přírodě pozorovat, je to zdánlivé zvětšení resp. zmenšení vzdálenosti vzdálených předmětů (hor, lesů apod.).

Ø Mihotání vzdálených zdrojů světla

Velmi jednoduchým optickým úkazem je mihotání vzdálených zdrojů světla (hvězd, přibližně bodových umělých zdrojů apod.). Tento jev je způsobený prostorovými a časovými fluktuacemi indexu lomu, které vznikají následkem turbulentního promíchávání vzduchu (vzduch si můžeme myšlenkově rozdělit na objemové elementy o poněkud různé teplotě, a tím i odlišné hustotě).

7.3 Hustota atmosféry

V případě, kdy je nutno zkoumat vliv rušící síly, které vznikají vlivem odporu atmosféry a působící na umělou družici země, je třeba nejdříve určit hustotu atmosféry v místě, v němž se družice nachází. Hustota atmosféry se mění exponenciálně v závislosti na výšce, ale ke změnám dochází i s časem. Jak je již uvedeno výše, atmosféru lze rozdělit na čtyři základní vrstvy. Troposféru, stratosféru, ionosféru a exosféru. Umělé družice země (dále jen UDZ) se pohybují převážně v ionosféře a exosféře.

Mezi nejjednodušší vzorce pro výpočet hustoty ρ , ale nejméně přesné, patří vztah

$$r = r_0 \exp[-k(a - R)],$$

kde r_0 je hustota pro výšku $h = 0$, tj. $a = R$, $k = 0,1082$ je konstanta, R je poloměr Země a $a - R = h$ je výška UDZ nad povrchem Země.

Jiný vztah pro výpočet hustoty atmosféry zní

$$r = r_0(h) \left(1 + b \cos^n \frac{y}{2} \right),$$

kde b, n jsou koeficienty a y je úhel mezi geocentrickým průvodičem a vzdutím atmosféry, h je výška UDZ nad povrchem Země. Hustotu atmosféry $r_0(h)$ určíme ze vztahu

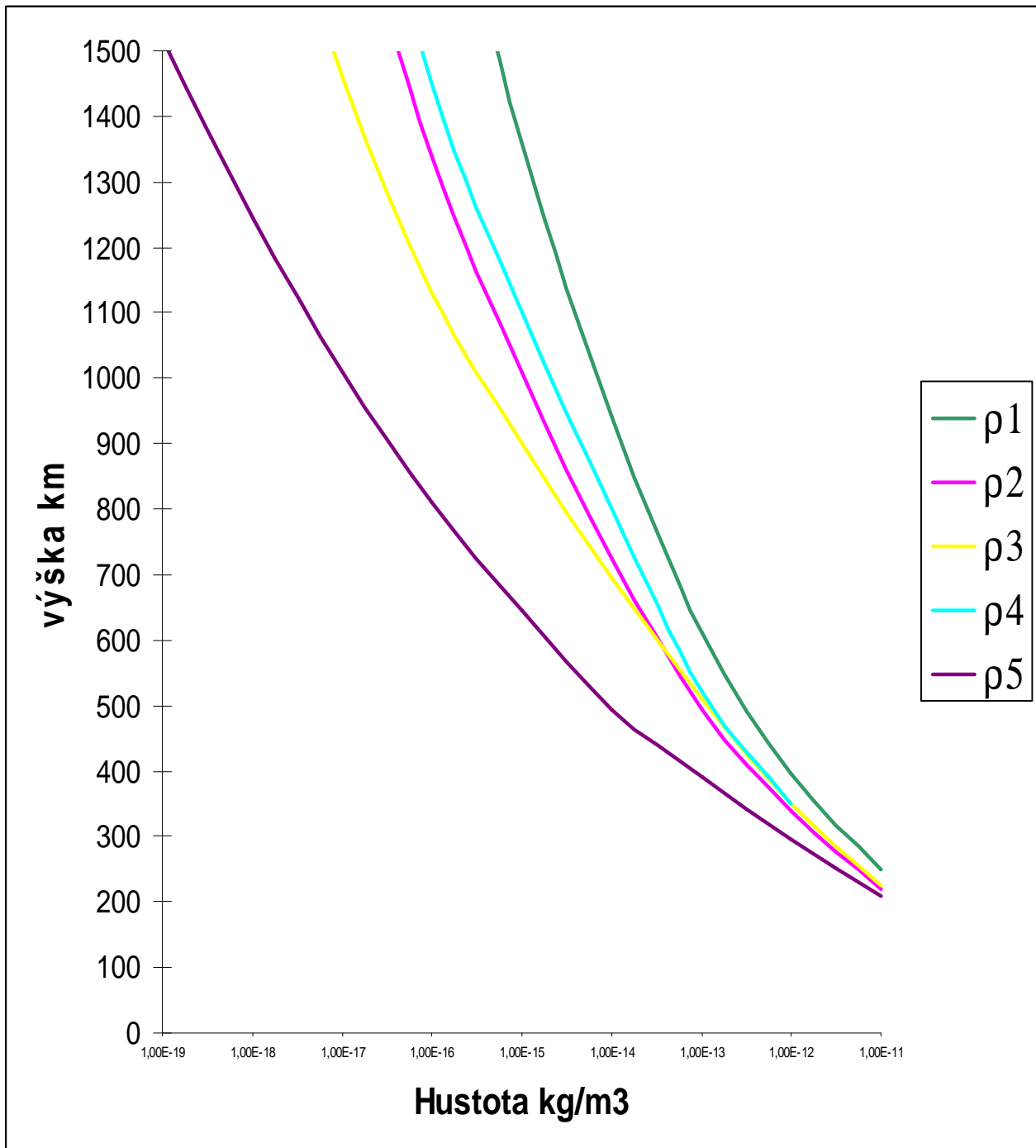
$$\log r_0(h) = a + bh + c \exp(dh),$$

kde a, b, c, d jsou koeficienty závislé na sluneční aktivitě a spolu s konstantami b, n jsou určovány přístroji na UDZ.

Podle [11] je dále možno hustotu atmosféry vypočítat pomocí vztahu

$$r = r_0 \exp\left(-\frac{\sqrt[3]{h} \cdot 22,5}{\ln h}\right),$$

kde $r_0 = 1,225 \text{ kgm}^{-3}$ a h v km je výška UDZ. Tento vzorec platí jen přibližně pro výšky od 200 km do 2000 km.



Obr. 7.3.1 Průběh hustot Γ_i s výškou h

- ρ1 - průměr z maximálních denní hodnot, maximum střední sluneční aktivity
- ρ2 - průměr z minimálních denní hodnot, maximum střední sluneční aktivity
- ρ3 - průměr z minimálních nočních hodnot, maximum střední sluneční aktivity
- ρ4 - průměr z minimálních denní hodnot, minimum střední sluneční aktivity
- ρ5 - průměr z maximálních nočních hodnot, minimum střední sluneční aktivity

7.3.1 Změny v hustotě atmosféry

Ø **Denní efekt.**

Tento jev způsobuje maximální vzrůst hustoty v dané výšce kolem 14. hodiny a minimum mezi půlnocí a svítáním. Ve výšce 650 km je maximální hustota 10krát větší než minimální. Ve výšce 200 km dosahuje tento vliv až 40% průměrné hustoty. Velikost denní změny tedy závisí i na výšce. Tento efekt je způsoben změnou teploty atmosféry v závislosti na výšce Slunce nad horizontem. Ve dne jako by se atmosféra vydouvala – linie stejné hustoty vytváří vzduť, viz obr. 2.3.2 a mírně se opožďovala za Sluncem. Ve výšce 500 km dosahuje hodnot 100 km. Tj. denní hodnota hustoty ve výšce 600 km je rovna průměrné noční hustotě v 500 km.

Ø **Dvacetisedmidenní perioda**

Odpovídá periodě rotace Slunce kolem své osy vzhledem k Zemi. Tento efekt je závislý na množství a aktivitě slunečních skvrn na přivrácené straně Slunce. Ve výšce 200 km (600 km) může vyvolat 20% (70%) změny od průměrné hustoty.

Ø **Jedenáctiletý cyklus**

Vyvolává nejpomalejší, ale největší změny. Porovnáním hustot z roku 1958, kdy byla sluneční aktivita maximální a z roku 1964, kdy byla minimální, zjistíme, že ve dne ve výšce 300 km klesla hustota průměrně 3krát a ve výšce 600 km asi 20krát.

Ø **Šestiměsíční cyklus**

Vyvolává amplitudu ve výšce 350 km asi 40% střední hustoty. Maxima dosahují změny v dubnu a říjnu, minima v lednu a červnu.

Ø **Nepřavidelné změny**

Tyto jsou svým způsobem výjimečné. Závisí rovněž na činnosti Slunce a je těžké je předvídat. Mohou trvat jen několik dní nebo hodin, ale mohou dosáhnout poměrně velkých hodnot.

Další veličinou, která přímo souvisí se změnami hustoty v atmosféře je škála výšek H. Tato problematika je podrobněji popsána v [11] a [7].

7.4. Rotace atmosféry

V předcházející kapitole jsme atmosféru považovali za pevnou, nepohybující se vzhledem k inerciální soustavě. Chceme-li však určit složku Coriolisovy síly a tím i změny dráhových elementů upřesnit, je nutné zavést do výpočtů vliv rotace atmosféry. Pokud předpokládáme, že atmosféra rotuje stejnou úhlovou rychlostí jako Zem, potom je její úhlová rychlost $\Lambda = 1$. Ve skutečnosti ovšem $\Lambda \neq 1$ a v důsledku toho vzniká tak zvaný zonální vítr, což je vítr ve směru rovnoběžek. Pro $\Lambda = 1,0$ je postupná rychlost větru vůči Zemi $V_A = 0$. Pro $\Lambda > 1,0$ je postupná rychlost větru $V_A > 0$ vůči Zemi a směr větru od západu k východu. Pro $\Lambda < 1,0$ je postupná rychlost větru $V_A < 0$ vůči Zemi a směr větru od východu k západu. Velikost rychlosti rotace Λ

atmosféry závisí především na výšce, dále na ročním období a místním čase. Její střední hodnota od 125 km, kde je $\Lambda = 1,0$, stoupá na $\Lambda = 1,22$ pro 325 km, pak opět klesá na 1,0 pro 430 km a na 0,82 pro 600 km. Další změny jsou způsobeny efektem den – noc. Hodnota Λ dosahuje maxima navečer (18 - 24 h), kdy je 1,4, což odpovídá větru 150 ms^{-1} a minima ráno (6 – 12 h), kdy vzniká vítr východ – západ 50 ms^{-1} pro výšky 200 – 400 km. Rotace závisí také na roční době. Oproti střední hodnotě je v zimě o 0,15 vyšší a v létě o 0,1 nižší. Postupnou rychlost větru V_A pro obecnou zeměpisnou šířku φ určíme podle vzorce

$$V_A = (\Lambda - 1) \frac{2p r}{86400} \cos j ,$$

kde r je geocentrický průvodič družice.

8. Závěr

V této diplomové práci bylo snahou přiblížit problematiku, zejména vyšší geodézie, širšímu okruhu zájemců o toto téma. Práce může posloužit jako výchozí část učebnice vyšší geodézie i geodézie vůbec. Tato diplomová práce může dále sloužit i jako výchozí práce pro další rozvedení zde uvedených problematik, ale dále by bylo vhodné, pokud možno zachovat původní „nevědeckou“ formu, z důvodu srozumitelnosti nejen pro studenty geodézie, ale i pro zájemce o tento obor.

9. Použitá literatura

- [1] Vykutíl, J.: **Vyšší geodézie**, Kartografie Praha 1982
- [2] Kabeláč, J.: **Geodetická astronomie II**, ČVUT Praha 1989
- [3] Vaníček, P., Krakiwsky, E.: **Geodesy**, Amsterdam 1986
- [4] Mervart, L., Cimbálník, M.: **Vyšší geodézie 1**, ČVUT, Praha 1997
- [5] Torge, W.: **Geodesy an introduction**, Berlin 1980
- [6] Filler, V.: **Použití metody kolokace MNČ k predikci časových řad a aplikace na předpověď pólu a variace v rotaci Země**, Diplomová práce, Praha, 2000
- [7] Böhm, J., Hora, L., Kolenatý, E.: **Vyšší geodézie – díl I**, ČVUT, Praha 1981
- [8] Arnold, K.: **Methoden der Satelliten geodäsie**, Akademie-Verlag, Berlin 1970
- [9] Bednář, J.: **Pozoruhodné jevy v atmosféře**, Academia, Praha 1989
- [10] Přednášky z předmětu Vyšší geodézie
- [11] Jansa, T.: **Poruchové působení atmosféry na dráhu družice**, Diplomová práce, Praha 1984
- [12] Hosnedl, J.: **Zajímavé příklady z atmosférické optiky**, Diplomová práce, Plzeň 1999
- [13] Internet, zejména adresy:
 - <http://www.zememeric.cz>
 - <http://www.fig.net>
 - <http://www.fig.net/figtree/admin/ga/2001/appendices/mou-iag.htm>
 - <http://www.gis.zcu.cz/studium/gev/>