ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V PRAZE

Fakulta stavební, obor Geodézie a kartografie

Katedra mapování a kartografie



DIPLOMOVÁ PRÁCE

Odhad vlivu topografie na atmosférické zpoždění radarových signálů metodou radarové interferometrie

Červen 2008

Petr Steiner

Oficiální zadání

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem celou diplomovou práci vypracoval samostatně a veškeré použité podklady, ze kterých jsem čerpal, jsou uvedeny v seznamu použité literatury.

V Praze, dne 3.6.2008

Petr Steiner

Poděkování

V úvodu této diplomové práce bych rád poděkoval vedoucímu diplomové práce Doc. Ing. Leně Halounové, CSc., konzultantům Ing. Ivaně Hlaváčové a Ing. Barboře Knechtlové za rady a věcné připomínky, přítelkyni, že mi byla v průběhu psaní této práce oporou a svým rodičům za všestrannou pomoc a podporu nejen v době studia, ale v průběhu celého mého života.

Abstrakt

Diplomová práce se zabývá radarovou interferometrií a odhadem vlivu topografie na atmosférické zpoždění radarových signálů. Předmětem této práce je teoretický popis fungování radarové interferometrie a popis vlivu atmosféry na šíření radarového signálu. Uvedené teorie byly následně ověřeny na radarových SAR snímcích pořízených družicemi ERS-1/2. Výsledky zkoumání jsou uvedeny v závěru práce.

Abstract

This thesis deals with estimation of the relation between topography and atmospheric delay using InSAR. The theory of InSAR and the influence of atmosphere to the radar signal propagation are discussed. The relation between topography and atmospheric delay is tested and shown at the end of the thesis.

Obsah

1	Úvod	- 8 -						
	1.1 Cíl diplomové práce	- 8 -						
	1.2 Struktura diplomové práce	- 9 -						
2	Radarová interferometrie							
	2.1 Definice základních poimů a geometrie							
	2.2 ERS-1/2	13 -						
	2.2.1 AMI – Active Microwave Instrument	14 -						
	2.3 SAR snímky							
	2.4 Základní geometrie radarové interferometrie							
	2.5 Složky interferometrické fáze	17 -						
	2.6 Měření topografie	18 -						
	2.7 Diferenční interferometrie (DInSAR)	20 -						
	2.8 Členitost terénu a chyby způsobené členitostí terénu	22 -						
3	Atmosféra							
	3.1 Vrstvy atmosféry	23 -						
	3.1.1 Troposféra	24 -						
	3.1.2 Ionosféra	24 -						
	3.2 Teorie lomu paprsku	25 -						
	3.2.1 Huygensův princip							
	3.2.2 Snellův zákon							
	3.2.3 Index lomu	27 -						
	3.2.3.1 Index lomu a jeho rozdělení	28 -						
	3.2.4 Atmosférické zpoždění – změna délky							
	3.2.5 Atmosférické zpoždění – změna času							
	3.2.6 Atmosférické zpoždění – dělení	32 -						
	3.2.6.1 Tropostérické zpoždění	32 -						
	3.2.6.2 Ionosférické zpoždění	33 -						
	3.2.6.3 Fázový posun – horizontální zpoždění	34 -						
	3.2.6.4 Fazovy posun – vertikalni zpozdeni	30 - 20						
	3.2.7 Kumulace atmosferickeno zpozdeni	38 -						
4	Zpracování radarových dat	41 -						
т		71						
	4.1 Zpracovávaná data	41 -						
	4.2 Postup zpracování radarových dat	42 -						
	4.3 DORIS – část 1	43 -						
	4.3.1 Oříznutí snímků	44 -						
	4.3.2 Načtení orbit	44 -						
	4.3.3 Byteswap	44 -						
	4.3.4 Endianita	44 -						
	4.3.4.1 Big-endian	45 -						
	4.3.4.2 Little-endian	45 - 15						
	4.4 DUKIS – Cast 2	43 - 16						
	4.4.1 IIIUUa KOICEISUACE	40 -						

	4.4.	2 Digitální model terénu (DMT)	46 -					
	4.5	47 -						
	4.5.	4.5.1 Načtení						
	4.5.	4.5.2 Odstranění nulových hodnot DMT						
	4.5.	48 -						
	4.	49 -						
	4.5.	50 -						
	4.	5.4.1 Pearsonův korelační koeficient	50 -					
	4.	5.4.2 Spearmanův korelační koeficient	51 -					
5	Vyho	dnocení	53 -					
	5.1	Referenční DMT	56 -					
	5.2	58 -						
	5.3	59 -						
	5.4	61 -						
	5.5	61 -						
6	Závěr		63 -					
Lit	eratura	l	65 -					
Pří	loha A		67 -					

1 Úvod

Radarová interferometrie je v současné době velmi rychle se rozvíjející vědní obor. Snímání povrchu planet pomocí této technologie započalo po vynalezení přístroje SAR (radar se syntetickou aperturou), který umožňuje dosáhnout dobrého obrazového rozlišení s relativně malou velikostí antény. Prvně bylo radarové interferometrie využito pro dálkový průzkum v roce 1978. Do vesmíru byla vypuštěna družice SEASAT, která zkoumala povrch Země, Měsíce a později i Venuše. Velký rozmach ovšem zaznamenala radarová interferometrie až po roce 1991, kdy byla do vesmíru vypuštěna družice ERS-1 a jí pořízená data byla poskytnuta veřejnosti. Na různých universitách začaly následně vznikat skupiny pro výzkum a využití radarové interferometrie.

Dnes již víme, že radarová interferometrie je vhodná pro mapování povrchu planet; zkoumání deformací způsobených vlivem zemětřesení, vulkanické aktivity či jako následek lidské činnosti; mapování zaplavených oblastí; klasifikaci vegetativních porostů nebo zkoumání atmosférických jevů.

1.1 Cíl diplomové práce

Cílem této diplomové práce je pomocí radarové interferometrie odhadnout vliv topografie na atmosférické zpoždění radarového signálu. Za tímto účelem bude zpracováno sedm tandemových snímků pořízených družicemi ERS-1 a ERS-2. Bude vytvořeno sedm interferogramů, ze kterých bude postupně odečtena fáze odpovídající ploché Zemi, odfiltrován fázový šum a odečtena fáze odpovídající referenčnímu digitálnímu modelu terénu (DMT). Tyto úkony budou provedeny pomocí programu DORIS. Dále bude prostřednictvím programu MATLAB statisticky odhadnut a odstraněn trend interferogramu způsobený ionosférou a chybami orbit a vypočítána korelace mezi výsledným interferogramem a DMT. V závěru dosažené výsledky zhodnotíme.

1.2 Struktura diplomové práce

Diplomová práce je rozdělena do šesti kapitol. V první kapitole nazvané "Úvod" uvádí autor čtenáře do historie radarové interferometrie, nastiňuje její využití, vytyčuje cíl práce, popisuje prostředky jejichž pomocí chce cíle dosáhnout a plánovanou strukturu práce.

Ve druhé kapitole pojmenované "Radarová interferometrie" se autor zaobírá teorií radarové interferometrie, definicí základních pojmů, odvozením základních vztahů a vlivy působícími na výsledný interferogram. Kapitola třetí s názvem "Atmosféra" se zaměřuje na popis atmosféry a její vliv na šíření radarového signálu.

Druhá a třetí kapitola společně vysvětlují teoretické principy, jež se ve čtvrté a páté kapitole bude autor snažit v praxi potvrdit.

Čtvrtá kapitola nazvaná "Zpracování radarových dat" je již ryze praktická a popisuje průběh zpracování dat. Zastavujeme se zde u vzniklých problémů, snažíme se tyto problémy popsat a najít jejich řešení. V kapitole páté "Vyhodnocení" pak zkoumáme dosažené výsledky.

Kapitola šestá se jmenuje "Závěr". Zde shrnujeme získané informace a vyvozujeme z nich závěry.

2 Radarová interferometrie

Radarová interferometrie je v současnosti velmi rychle rozvíjející se obor. Dosahuje výborných výsledků v oblasti geomorfologického mapování, mapování seismických pohybů, sedání a sesuvů půdy, mapování důsledků poddolování, mapování a monitorování vývoje ledovců a v neposlední řadě při tvorbě digitálního modelu terénu.

Možnost získat data přes mlhu, oblaka i mírný déšť dále rozšiřuje rozsah využití těchto dat. Radarové vlny také více pronikají porostem, do půdy nebo do sněhové pokrývky než optická data, takže dovolují získat informace i o podpovrchové vrstvě. Geometrie radarového měření je rovněž odlišná od většiny optických měření. Používá se šikmý pozorovací úhel namísto vertikálního směru obvyklého u optických skenerů.

Základem pro družicovou interferometrii je radar se syntetickou aperturou (Synthetic Aperture Radar - SAR). Toto zařízení vysílá k zemskému povrchu elektromagnetické pulzy a zaznamenává jejich odrazy. V datech posílaných na pozemní stanice je zachycena informace o fázi a amplitudě odraženého záření a fázi vysílaného záření. Měřené fáze jsou následně porovnávány.

2.1 Definice základních pojmů a geometrie

V SAR interferometrii (InSAR) se vyskytuje velké množství ustálených pojmů. Na následujících obrázcích budou označeny a vysvětleny alespoň ty nejzákladnější z nich. V závorkách jsou uvedeny originální anglické výrazy.



Obr. 2.1: Snímací geometrie bočního radaru. Obrázek převzat z [7].

- *Azimut (azimuth)* směr letu, někdy též nazýván *podélný směr*.
- Range (ground range) směr kolmý ke směru letu, někdy též nazýván příčný směr.
- Úhel pohledu (look angle někdy též off-nadir) úhel mezi zemskou normálou procházející satelitem a směrem, kterým je vysílán signál. Je pro různé družice odlišný a pohybuje se mezi 10° až 60°. Některé satelity mohou úhel pohledu i různě nastavovat. V obrázku 2.1 je zobrazen pro nejbližší souřadnici range a je označen jako θ. Se zvětšující se souřadnicí range se zvětšuje i úhel pohledu.
- Úhel dopadu (incidence angle) úhel v místě dopadu signálu mezi zemskou normálou a směrem, ze kterého signál přichází. Je větší než úhel pohledu, neboť se do něj promítá zakřivení Země. V obrázku 2.1 je označen jako θ_i, někdy může být značen i jako θ_{inc}.

- Šikmý směr (slant range direction) směr linie pohledu též označován jako směr paprsku.
- Stopa antény (antenna footprint) místo na povrchu, které je ozářeno jedním vyslaným pulsem.
- *Šířka záběru (swath)* šířka snímaného pásu.
- Časová základna (temporal baseline) doba mezi jednotlivými snímáními.
- Prostorová základna (spatial baseline) prostorová vzdálenost mezi družicemi při jednotlivých snímáních. V obrázku 2.2 je označena jako B.
- *Rovnoběžná základna (parallel baseline)* složka prostorové základny ve směru paprsku. V obrázku 2.2 je označena jako B[∥].
- *Kolmá základna (perpendicular baseline)* složka prostorové základny, kolmá ke směru paprsku. V obrázku 2.2 je označena jako B^{\perp} .



Obr. 2.2: Interferometrická základna

Vztah mezi základnami je následující:

$$B^{\parallel} = R_1 - R_2 = B\sin(\theta - \alpha)$$

$$B^{\perp} = B\cos(\theta - \alpha)$$
(2.1)

kde α je úhel od horizontu (ve směru pohledu) k prostorové základně. Tento úhel se počítá proti směru hodinových ručiček.

2.2 ERS-1/2

V této kapitole popíšeme technické parametry družic ERS, neboť v diplomové práci byla použita data právě z těchto družic. Ostatní družice s radarem se syntetickou aperturou jsou uvedeny v příloze A.

Družice ERS provozované společností ESA (European Space Agency) se staly první satelitní řadou pořizující radarová data pro komerční účely. Hlavním přístrojem na palubě je SAR, čili radar se syntetickou aperturou, který umožňuje získat data bez ohledu na světlo či oblačnost.

V první fázi projektu byla vypuštěna družice ERS-1 (25.07.1991). Ve druhé fázi byla vypuštěna družice ERS-2 (20.04.1995), která následovala ERS-1 na oběžné dráze s jednodenním zpožděním, což umožňovalo pořizování dvojic snímků s velmi krátkou časovou základnou (tzv. "tandemové snímky"). U tandemových snímků se předpokládá, že v době mezi jejich pořizováním nedošlo k žádným deformacím. Jsou tedy velmi vhodné k tvorbě digitálního modelu terénu, či ke zkoumání atmosférických vlivů na interferogram. Souvislé tandemové snímkování skončilo v roce 1996, kdy byla družice ERS-1 převedena do stavu "standby". Tento stav znamená, že družice je sice vypnuta, ale může být znovu na krátkou dobu zapnuta, čehož bylo v minulosti již několikrát využito, zejména při mapování velkých přírodních katastrof. Dne 10.03.2000 byla mise ERS-1 ukončena úplně.

Obě družice ERS se pohybují na heliosynchronní dráze s inklinací 98° 52' a výškou mezi 782 až 785 km. Perioda snímání je 35 dnů. Dráha družic je udržována stabilní s odchylkou nejvíce 1 km od určené trasy. Prostorové rozlišení snímaných dat je cca 5 x 25 m. Velikost zachycené scény je 100 x 100 km. Radar se syntetickou aperturou vysílá vertikálně polarizované signály v radarovém pásmu C o frekvenci 5300 MHz a vlnové délce 5,6 cm. K zachycení odražených radarových signálů (též vertikálně polarizovaných) slouží desetimetrová anténa. Oba satelity jsou dosti těžké; každý z nich má hmotnost zhruba 2,3 tuny. Elektrickou energii pro provoz družice zajišťují 12-ti metrové solární panely.

Měřená data v Image modu jsou v reálném čase přenášena z ERS do sítě pozemních středisek. Pozemní síť tvoří 6 velkých přijímacích stanic – Kiruna (Švédsko), Fucino (Itálie), Maspalomas (Kanárské ostrovy), Tromso (Norsko), Gatineau a Prince Albert (Kanada). Data s plným rozlišením SAR pokrývají většinu zemského povrchu a značnou část povrchu oceánů.

2.2.1 AMI – Active Microwave Instrument

Jak již bylo zmíněno, tak hlavním přístrojem na palubě ERS je SAR – radar se syntetickou aperturou. SAR může operovat ve dvou modech. V Image modu a Wave modu. V Image modu pořizuje SAR informace o amplitudě a fázi odraženého záření, která je následně porovnávána s fází záření vysílaného. Z těchto měření je pak sestavován radarový obraz daného území. Ve Wave modu pak může měřit výšky vln vodní hladiny a jejich frekvence. Na palubě ERS se kromě SAR nachází též Wind Scatterometer. Tento přístroj slouží k měření směru a rychlosti větru. Společně se SAR tvoří soubor přístrojů nazývaný Active Microwave Instrument (AMI).

Kromě AMI jsou na palubě ERS ještě další přístroje sloužící zejména k přesnému určování polohy družice. Těmito přístroji jsou radarový altimetr, koutový odražeč LRR, systém PRARE a mikrovlnný hloubkoměr určující množství vodní páry v atmosféře.

2.3 SAR snímky

SAR snímek je tvořený pixely, které jsou uspořádány v řádcích (range, *pixel*) a sloupcích (azimut, *line*). Každý pixel nese informaci o fázi a amplitudě, která je zaznamenána v podobě komplexního čísla.

Rozlišení pixelu je závislé na vlastnostech SAR systému. Bývá rozdílné ve směru range a azimutu. V range je rozlišení dané délkou impulzu, v azimutu je závislé na vzdálenosti snímaného území od radaru a šířce vyslaného impulzu. Ten je určený velikostí antény. U SAR je rozlišení ve směru azimutu zvýšené pomocí Dopplerovského principu, který umožňuje využít pouze úzkou část paprsku.

V interferometrii jsou využívány vždy alespoň dva snímky. Jeden je označen jako hlavní *(master)*, druhý jako vedlejší *(slave)*. Pokud je použito více snímků, vždy se volí jeden jako hlavní a zbylé jsou vedlejší. Ty se pak upravují, aby jejich geometrie odpovídala snímku hlavnímu.

2.4 Základní geometrie radarové interferometrie

Pro interferometrické měření potřebujeme vždy alespoň dva snímky téže oblasti. V případě, že chceme zkoumat topografii daného území, musí být tyto snímky pořízené pod mírně odlišným úhlem, aby mohl vzniknout radarový "stereovjem". To znamená, že kolmá základna nesmí být nulová. Pokud chceme zkoumat deformace na daném území, je žádoucí nulová délka kolmé základny. V praxi je ovšem těžko dosažitelná.

Fáze každého pixelu je:

$$\psi_{celk} = \psi + \psi_{err} \tag{2.2}$$

kde ψ je fáze závislá na vzdálenosti satelitu od snímaného bodu a ψ_{err} jsou chyby ve fázi způsobené během cesty mezi satelitem a snímaným bodem. Ve většině případů jsou způsobené atmosférou Země a nedají se jednoznačně určit.

Fáze závislá na vzdálenosti mezi satelitem a snímaným bodem se počítá podle vzorce:

$$\psi = \frac{2\pi}{\lambda} R_{(tam-zp\check{e}t)} = \frac{4\pi}{\lambda} R$$
(2.3)

kde λ je vlnová délka použitého radarového záření a *R* je délka mezi satelitem a snímaným bodem.

Rozdíl dvou fází jednoho bodu se nazývá interferometrická fáze a je dána vzorcem:

$$\varphi = \frac{4\pi}{\lambda} (R_1 - R_2) \tag{2.4}$$

kde R_1 a R_2 jsou vzdálenosti od satelitu 1 resp. 2. Předpokládáme, že území se mezi pořizováním snímků nezměnilo a atmosféra má stejný vliv. Obraz složený z pixelů zobrazujících interferometrickou fázi se nazývá interferogram.



Obr. 2.3: Geometrie radarové interferometrie. Obrázek byl převzat z [7]

Veličiny zobrazené na obrázku 2.3 jsou:

- θ úhel pohledu pro emitovaného mikrovlnného záření
- $\delta \theta$ změna incidenčního úhlu
- B_n velikost kolmé základny, v textu je též značena B^{\perp}
- R vzdálenost mezi radarovou anténou a odražečem v šikmém směru (slant range direction)
- Δr změna rozdílu vzdáleností mezi odražečem a oběma radarovými anténami
- q změna výšky sousedního odražeče

Podle [7] pak hodnota interferometrické fáze v bodě A (resp. B) je rovna:

$$\varphi_{A} = \frac{4\pi}{\lambda} \Big[R(2,A) - R(1,A) \Big], \quad \varphi_{B} = \frac{4\pi}{\lambda} \Big[R(2,A) - \Delta r - R(1,B) \Big]$$
(2.5)

Změna interferometrické fáze mezi body A a B, jež mají shodnou šikmou vzdálenost na radarovém snímku pořízeném družicí 1, má pak hodnotu:

$$\Delta \varphi = \varphi_A - \varphi_B = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta r \tag{2.6}$$

kde pro malý úhel $\delta\theta$ (změna incidenčního úhlu) a velkou vzdálenost *R* (což je v případě družicové interferometrie zajištěno) můžeme Δr vyjádřit takto:

$$\Delta r = \delta \theta \frac{q}{\sin(\theta)} = \frac{B^{\perp} \cdot q}{R \sin(\theta)}$$
(2.7)

Výraz pro změnu interferometrické fáze má poté tvar:

$$\Delta \varphi = \frac{4\pi \cdot B^{\perp} \cdot q}{R\sin(\theta) \cdot \lambda} \tag{2.8}$$

2.5 Složky interferometrické fáze

Jelikož na změnu interferometrické fáze působí mnoho vlivů, můžeme ji rozepsat do několika složek:

$$\Delta \varphi = \varphi_{fe} + \varphi_{tpg} + \varphi_{err} \tag{2.9}$$

kde φ_{fe} je fáze odpovídající ploché Zemi (*flat earth*). V interferogramu rovinného povrchu by se tento vliv projevil jako rovnoběžné interferometrické proužky (viz obr. 2.4). Velikost této fáze je ovlivněna délkou rovnoběžné základny. Při tvorbě topografického nebo diferenčního interferogramu by fáze ploché Země způsobila zkreslení výsledku. Proto se musí tato fáze před analýzou odstranit. φ_{tpg} je fáze tvořená topografií terénu a je ovlivněna velikostí kolmé základny. φ_{err} je fáze způsobená atmosférickými změnami, deformací povrchu a dalšími chybovými vlivy.



Obr. 2.4: Fáze odpovídající ploché Zemi a její odstranění. Vlevo nahoře je radarový obraz. Vpravo je zobrazen interferogram před odstraněním referenční fáze odpovídající ploché Zemi. Vlevo dole je interferogram po odstranění referenční fáze.

2.6 Měření topografie

Jak již bylo uvedeno v kapitole 2.5, pokud z interferometrické fáze odstraníme vliv ploché Země a mezi měřeními nedošlo k žádné deformaci, což se budeme snažit zajistit měřením o co nejkratší časové základně, zůstává v ní pouze složka topografie a chybová fáze. Chybové fáze z interferometrického měření nelze odstranit. V následujících výpočtech ji budeme považovat za nulovou.

Rozdíl topografických výšek můžeme podle vzorce (2.7) a (2.8) zapsat jako:

$$q = \frac{\lambda \sin(\theta)}{4\pi \delta \theta} \Delta \varphi \tag{2.10}$$

Výškový rozdíl q_a (někdy označován i jako dH), který v interferogramu vytvoří fázový rozdíl 2π , se nazývá *výškový cyklus (height ambiguity)*:

$$\Delta \varphi = 2\pi \Longrightarrow q_a = \frac{\lambda \sin\left(\theta\right)}{2\delta\theta} \tag{2.11}$$

Budeme-li podle obr. 2.5 předpokládat, že $R \cdot \delta \theta = B^{\perp}$, pak výsledná rovnice pro výškový cyklus je:

$$q_a = \frac{\lambda R \sin\left(\theta\right)}{2B^{\perp}} \tag{2.12}$$

Z rovnice je patrné, že výškový cyklus je nepřímo úměrný kolmé základně. Obecně platí, že čím větší je kolmá základna, tím přesnější je výškové měření, neboť fázový šum odpovídá menšímu výškovému šumu. Existuje však určitá mez velikosti kolmé základny, jejíž překročení má za následek dekorelaci radarových signálů, a tedy ztrátu interferometrické informace. Pro každý systém lze najít optimální kolmou základnu, která maximalizuje poměr signálu (udávajícího výšku terénu) a hladiny šumu. V případě ERS je podle [7] velikost optimální kolmé základny 300 - 400 m.



Obr. 2.5: Topografické měření

Zvýšení výškové citlivosti se dá dosáhnout i zmenšením vlnové délky, zmenšením úhlu pohledu celého systému či snížením výšky satelitu. Stejně jako v případě kolmé základny, i zde jsou jisté meze, po jejichž překročení měření informaci již nezpřesňuje, ale naopak ji ztrácí. Ze vzorce (2.12) je dále patrné, že výškový cyklus se mění i v rámci jedné scény. To je způsobeno změnou úhlu pohledu, s čímž souvisí i změna kolmé základny a měnící se vzdáleností R. Většinou je ale pro celý interferogram uváděna pouze hodnota odpovídající prostřednímu bodu scény.

2.7 Diferenční interferometrie (DInSAR)

Podstata DInSAR je měření změn, ke kterým došlo mezi dvěmi radarovými snímáními. Pokud k nějakým takovým změnám došlo a posun byl v šikmém směru (*slant range direction*), projeví se změny také v interferometrické fázi. Jak již bylo řečeno v kapitole 2.4, pro měření deformací je nejvhodnější, pokud je kolmá základna nulová. Je-li kolmá základna různá od nuly, je v interferometrické fázi zahrnuta též topografie daného území.

Změna interferometrické fáze po deformaci je:

$$\Delta \varphi = \frac{4\pi}{\lambda} \delta r \tag{2.13}$$

kde δr je posun měřeného bodu v šikmém směru.

Celková změna interferometrické fáze obsahující topografickou i deformační složku pak spojením rovnic (2.8) a (2.13) je:

$$\Delta \varphi = \frac{4\pi}{\lambda} \left(\frac{B^{\perp} q}{R \sin(\theta)} + \delta r \right)$$
(2.14)

Pokud známe DMT dané oblasti, můžeme první část závorky odečíst a zbude nám pouze deformační složka. Změna fáze o jeden cyklus (jeden interferometrický proužek) značí posun v šikmém směru o $\lambda/2$. Pro ERS pak tedy jeden interferometrický proužek značí deformaci 2,8 cm.

Diferenční interferogram můžeme vytvořit pomocí čtyř následujících postupů:

• Interferometrický pár, jehož kolmá základna se blíží nule

V takovém případě je změna interferometrické fáze ovlivněna téměř výhradně polohovými změnami terénu. Například pro ERS o kolmé základně 5 m bude výškový cyklus 1860 m. Pokud tedy dojde k deformaci několika centimetrů, bude to mít na interferometrickou fázi mnohem větší dopad než převýšení několika set metrů.

• Z původního interferogramu odečtením interferometrické fáze odpovídající DMT získaného jinou metodou

Pokud máme k dispozici pro snímkované území též model DMT, můžeme deformační interferogram získat odečtením fáze odpovídající výšce v modelu od celkové interferometrické fáze.

Abychom převedli DMT na fázi interferogramu, musíme nejprve přepočítat původní zobrazení DMT do šikmé projekce SAR, a teprve poté převést výšky na fázi, čímž vznikne tzv. "syntetický interferogram".

• Ze tří SAR snímků za předpokladu, že mezi dvěma z nich nedošlo k deformacím

Vytvoříme dva interferogramy s tím, že jeden má obsahovat informace o topografii (střední až dlouhá kolmá základna a krátká časová základna) a nejsou v něm obsaženy deformace, druhý pak obsahuje zejména informace o deformacích (krátká kolmá základna a dlouhá časová základna). Následuje rozbalení prvního interferogramu, změna měřítka v poměru první kolmá základna ku druhé a opětné sbalení fáze. Výsledek se odečte od druhého interferogramu.

• Ze dvou interferogramů za předpokladu, že v jednom z nich nedošlo k deformacím

Jeden interferogram by měl opět obsahovat informace o topografii a druhý o deformacích. Postup je obdobný jako u tří SAR snímků, pouze s tím rozdílem, že jeden interferogram je nutno ještě převzorkovat, aby z hlediska pixelů přesně odpovídal druhému.

2.8 Členitost terénu a chyby způsobené členitostí terénu

Jelikož SAR využívá šikmý úhel pohledu, může výšková členitost terénu způsobit následující nežádoucí stavy:



Obr. 2.6: Chyby způsobené reliéfem terénu. Obrázek převzat z [9] a následně upraven.

Překryv (layover) – je způsoben stejnou vzdáleností více míst na zemi v rámci jednoho pulzu. K tomuto jevu dochází, pokud je úhel pohledu menší než sklon svahu.

Stín (shadow) – z tohoto místa nedochází k žádnému odrazu mikrovlnného záření. Vzniká ve strmých terénech a při velkém úhlu pohledu.

Zhuštění (foreshortening) – data z území o ploše určité velikosti, jejíž všechny body mají přibližně stejnou vzdálenost od radaru, jsou zhuštěna na plochu menší. Amplituda odraženého záření dosahuje vysokých hodnot. K největšímu zhuštění dochází, pokud je plocha terénu kolmá na šikmý směr (*slant range direction*).

3 Atmosféra

V minulosti se lidé domnívali, že atmosféra není nijak složitá. Mysleli si, že teplota a tlak se v ní jednoduše snižují s rostoucí vzdáleností od povrchu a chemické složení je neměnné. O dalších možných jevech v ovzduší, jako je ionizace plynu, ozónová vrstva nebo třeba pohlcování elektromagnetického záření určité frekvence, neměli ani zdání. Dnes již na atmosféru nahlížíme trochu jiným pohledem.

3.1 Vrstvy atmosféry

Atmosféru můžeme rozdělit do několika vrstev podle různých kritérií. Šíření radarového signálu ovšem výrazně ovlivňují zejména dvě vrstvy: troposféra a ionosféra.



Obr. 3.1: Nejpoužívanější členění zemské atmosféry. Údaje o velikostech a vzdálenostech jednotlivých vrstev se na různých místech planety liší. Obrázek byl přejat z [12]. Ve vědecké literatuře je možno nalézt i jiné údaje.

3.1.1 Troposféra

Troposféra je nejnižší vrstvou atmosféry. Je vysoká 8-9 km na pólech a jednou tolik na rovníku. V našich zeměpisných šířkách je průměrná mocnost troposféry 11 km. Její šířka je však proměnlivá v závislosti na ročním období; v zimě bývá pravidelně širší než v létě.

Troposféra má rozhodující vliv pro formování počasí. Tlak a teplota vzduchu v této vrstvě klesají téměř lineárně s výškou. Pokles teploty je v průměru asi 0,6°C na každých 100 m. Vytváří se v ní oblačné systémy, vyvíjí se zde cirkulace a realizuje se zde intenzivní přenos vody a tepla. Tato vrstva je jedinou vrstvou atmosféry, která obsahuje vodní páru. Právě rychlost změn jevů v troposféře, zejména pak rozložení vody a vodních par, nejvíce ovlivňují výsledný interferogram.

3.1.2 Ionosféra

Ionosféra je ionizovaná část atmosféry významně ovlivňující šíření elektromagnetických signálů. Je složena z neutrálního plynu, iontů a volných elektronů. Má velký význam pro šíření krátkých radiových vln, které se od ní mohou odrážet, a tím se šířit daleko od vysílače. Ovlivňuje však i šíření některých dalších signálů; zpomaluje např. průchod signálů z globálních navigačních systémů či radarových vln. Spodní okraj ionosféry je přes den ve výšce asi 60 km, v noci se zvyšuje až na 150 km nad povrchem Země. Ve výšce cca 550-1000 km přechází ionosféra postupně do plazmasféry.

Ionosféru dělíme na další vrstvy. Nejnižší oblast se nazývá vrstva D a vyskytují se v ní tzv. klastry - velké ionty zejména $H^+ \cdot (H_2O)_n$. Nad vrstvou D se nachází vrstva E, v níž převažují ionty O_2^+ a NO⁺. Ve vrstvě F je dominantním iontem atomární O⁺. V plazmasféře již dominují ionty lehkých plynů H⁺ a He⁺.

Koncentrace volných elektronů v ionosférickém plazmatu je dána dvěma navzájem protichůdnými procesy: ionizací neutrálních částic a rekombinací iontů. K ionizaci dochází působením kosmického záření a ultrafialového a rentgenového záření Slunce na molekuly atmosférických plynů. Jedná se především o molekuly kyslíku (O₂, O) a dusíku (N₂). Dochází i ke vzniku záporných iontů v důsledku zachycení volných elektronů neutrálními částicemi.

Ionosférické zpoždění nezpůsobí ve výsledném interferogramu takové chyby jako troposférické. Vliv ionosféry na fázi má dlouhovlnný charakter.

3.2 Teorie lomu paprsku

Radarová interferometrie vychází ze základního předpokladu, že radarový signál prochází atmosférou od družice k cíli a zpět přímo. Skutečný průběh signálu je ovšem ovlivněn optickou hustotou jednotlivých vrstev atmosféry a jejich elektrickým nábojem.

Pokud se vlnění dostane k rozhraní dvou prostředí, ve kterých má různou fázovou rychlost, může dojít při jeho průchodu tímto rozhraním ke změně směru šíření. Tento jev se označuje jako lom vlnění či refrakce. Lom vlnění je obecná vlastnost vlnění vycházející z Huygensova principu.

3.2.1 Huygensův princip

Huygensův princip popsaný Christianem Huygensem popisuje jednu z představ o šíření vlnění. Předpokládá, že v každém okamžiku lze každý bod na čele šířící se vlny chápat jako nový zdroj vlnění (sekundárních vln). Nový tvar čela vlny v čase o malý okamžik pozdějším lze pak určit jako vnější obálku vln, šířících se z těchto zdrojů.



Obr. 3.2: Lom vlnění popsaný pomocí Huygensova principu.

Pro potřeby interferometrie ovšem bude lépe, pokud si radarový signál představíme pouze jako paprsek. Takováto představa vede k zjednodušenému matematickému popisu. Šíření vlnění z jednoho prostředí do jiného pak popisuje Snellův zákon.

3.2.2 Snellův zákon

Snellův zákon patří k základním zákonům popisujícím šíření vlnění, které přechází z jednoho prostředí do druhého. Tento zákon je platný pro vlnění jakéhokoli druhu, a tedy i na vlnění elektromagnetické.

Slovně lze Snellův zákon formulovat takto: "Poměr sinů úhlu dopadu a lomu je pro určitá dvě prostředí stálý a rovný poměru velikosti rychlosti šíření vlnění v jednotlivých prostředích."

Matematicky je Snellův zákon definován vztahem:

$$\frac{\sin(\alpha_1)}{\sin(\alpha_2)} = \frac{v_1}{v_2} = \frac{n_2}{n_1}$$
(3.1)

kde α_1 je úhel dopadu, α_2 je úhel lomu, v_1 a v_2 jsou rychlosti šíření vlnění v daném prostředí, n_1 a n_2 jsou indexy lomu daného prostředí. Úhel dopadu i lomu se vždy měří k normále rozhraní těchto dvou prostředí.



Obr. 3.3: Snellův zákon

3.2.3 Index lomu

Index lomu *n* v určitém prostředí je dán vztahem:

$$n = \frac{c}{v} = \sqrt{\varepsilon_r \mu_r} \tag{3.2}$$

kde *c* je rychlost šíření vlnění ve vakuu (299792458 m/s) a *v* je rychlost šíření vlnění v daném prostředí. \mathcal{E}_r je relativní permitivita a μ_r je relativní magnetická permeabilita. Poslední dvě jmenované veličiny jsou pro vakuum rovny 1.

Jak je z předchozí rovnice patrné, tak index lomu je pro vakuum rovný jedné. Za normálních atmosférických podmínek je relativní index lomu atmosféry velmi blízký indexu lomu vakua, proto se zavádí měřítkově zvětšený index lomu *N*:

$$N = (n-1) \cdot 10^6 \tag{3.3}$$

Index lomu určitého místa v troposféře úzce souvisí s teplotou, tlakem a vlhkostí. V ionosféře je rozhodujícím faktorem množství elektricky nabitých částic.

3.2.3.1 Index lomu a jeho rozdělení

Index lomu ovlivňují různé faktory. Díky tomu ho můžeme rozdělit na několik částí:

$$N = N_{hyd} + N_{wet} + N_{liq} + N_{iono} = N_{tropo} + N_{iono}$$
(3.4)

kde první tři indexy lomu (N_{hyd} – hydrostatický, N_{wet} – zapříčiněný vodními párami, N_{liq} – způsobený vodou, která se nachází v atmosféře v tekutém skupenství) jsou zapříčiněny vlivem troposféry a poslední N_{iono} je ionosférický index lomu.

Pro běžné radarové frekvence můžeme jednotlivé indexy dále vyjádřit (viz [1]):

$$N = \underbrace{k_1 \frac{P}{T}}_{N_{inyd}} + \underbrace{\left(k_2' \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2}\right)}_{N_{wet}} + \underbrace{1.4W}_{N_{liq}} - \underbrace{4.03 \cdot 10^7 \frac{n_e}{f^2}}_{N_{iono}}$$
(3.5)

kde *P* je atmosférický tlak v hPa, *T* je teplota atmosféry v Kelvinech, *e* je parciální tlak vodní páry v hPa, *W* je obsah vody v g/m³, n_e je počet elektronů na metr čtvereční a *f* je frekvence radarového signálu. Konstanty $k_1 = 77,6$, $k_2 = 23,3$ a $k_3 = 3,75 \times 10^5$ se mohou v různých pramenech drobně lišit.

3.2.4 Atmosférické zpoždění – změna délky

Kdybychom předpokládali, že se paprsek od satelitu ke snímanému bodu na zemi šíří přímočaře a stále stejnou rychlostí, jinými slovy bychom zanedbali vliv atmosféry, vypočítali bychom délku mezi satelitem a snímaným bodem podle vzorce:

$$R_k = \int_0^H \frac{1}{\cos\theta} dh \tag{3.6}$$



Obr. 3.4: Refrakce radarového signálu

Jelikož při průchodu paprsku atmosférou dochází k změně rychlosti šíření radarového signálu a k ohybu paprsku díky různému indexu lomu v různých vrstvách atmosféry (tzv. "refrakce"), mění se i naměřená délka. Označíme ji $R_k^{t_i}$. Je to délka mezi satelitem a bodem *k* na povrchu Země, měřená v čase t_i . Pokud skutečnou délku (v čase neměnnou) zapíšeme jako R_k , pak rozdíl mezi těmito délkami bude:

$$S_k^{t_i} = R_k^{t_i} - R_k \tag{3.7}$$

Tento rozdíl délek můžeme dále rozepsat:

$$S_{k}^{t_{i}} = \underbrace{10^{-6} \int_{0}^{H} \frac{N}{\cos \theta_{inc}} dh}_{S_{k,rychlost}^{t_{i}}} + \underbrace{\left(\int_{0}^{H} \frac{1}{\cos \theta_{inc}} (h) dh - R_{k}\right)}_{S_{k,refnace}^{t_{i}}}$$
(3.8)

kde θ_{inc} je úhel dopadu (úhel mezi zemskou normálou a radarovým paprskem v místě ozáření povrchu), *H* je výška satelitu nad snímaným bodem a R_k je skutečná šikmá vzdálenost satelitu od bodu. V této rovnici rozlišujeme vliv rychlosti a refrakce paprsku. Pro výpočet první části rovnice předpokládáme, že úhel dopadu je po celou cestu paprsku skrze atmosféru stejný a úhel dopadu se rovná úhlu pohledu. V druhé části, popisující refrakci se úhel mění s měnící se výškou. Vědci ovšem dokázali (viz [1]), že pro úhel dopadu menší než 87° je vliv refrakce atmosféry zanedbatelný a lze tedy uvažovat pouze první část rovnice. Jelikož je úhel

dopadu pro veškeré SAR měření menší než 87°, můžeme mít zato, že měřená délka je závislá pouze na změně rychlosti postupujícího paprsku. Redukovaná rovnice (3.8) pak bude vypadat takto:

$$S_{k}^{t_{i}} = 10^{-6} \int_{0}^{H} \frac{N}{\cos \theta_{inc}} dh$$
(3.9)

Pokud aplikujeme rovnici (3.4) do rovnice (3.9), výsledný délkový rozdíl bude:

$$S_{k}^{t_{i}} = \frac{1}{10^{6} \cos \theta_{inc}} \left(\int_{0}^{H} N_{hyd} dh + \int_{0}^{H} N_{wet} dh + \int_{0}^{H} N_{liq} dh + \int_{0}^{H} N_{iono} dh \right)$$
(3.10)

Tento rozdíl může dosahovat až několika metrů (podle [1] je průměrný délkový troposférický rozdíl 2,5 m). Je proto zřejmé, že jej interferometrické měření nemůže zachytit celý. Originální interferometrická data jsou fázová a pohybují se pouze v rozmezí <0,2 π >. Každý cyklus odpovídá polovině vlnové délky, která pro ERS je 5,6 cm. Z toho plyne, že jsme schopni měřit pouze relativní změny v rámci jedné scény, nikoli změny absolutní. Rozložení indexu lomu na relativní složku $\Delta N(x, y, h)$, která ovlivňuje výslednou fázi a složku $\overline{N}(h_c)$, která na výslednou fázi nemá žádný vliv, popisuje následující rovnice:

$$N(x, y, h) = \overline{N}(h_c) + \Delta N(x, y, h)$$
(3.11)

kde $\overline{N}(h_c)$ je průměrný index lomu v rámci interferogramu pro všechny hodnoty ve výšce h_c .

Pokud budeme předpokládat, že změnu délky dráhy paprsku můžeme rozepsat stejným způsobem jako index lomu v rovnici (3.11), pak:

$$S_k^{t_i} = \overline{S}^{t_i} + \Delta S_k^{t_i} \tag{3.12}$$

kde \overline{S}^{t_i} je průměrné prodloužení dráhy pro celou scénu a $\Delta S_k^{t_i}$ je relativní prodlužení v rámci scény. Rovnici (3.10) pak můžeme přepsat do tvaru:

$$\Delta S_k^{t_i} = \frac{1}{10^6 \cos \theta_{inc}} \left(\int_0^H \Delta N_{hyd} dh + \int_0^H \Delta N_{wet} dh + \int_0^H \Delta N_{liq} dh + \int_0^H \Delta N_{iono} dh \right) \quad (3.13)$$

Z rovnice (3.11) plyne, že velikost čtyř indexů lomu zmíněných v rovnici (3.13) závisí na jejich horizontální proměnlivosti v rámci scény. Vertikální variabilita refrakce se projevuje, pouze pokud je snímané území výškově členité a zároveň pokud vertikální profil indexu lomu je během dvou snímání různý.

Použijeme-li pouze jeden interferogram (tzn. $S_k^{t_1}$ a $S_k^{t_2}$), není možné rozlišit, v kterém měření (tzn. v jakém čase) a jak velké je ovlivnění atmosférou. K tomu, abychom mohli k určitému měření přiřadit příslušné atmosférické zpoždění, musíme použít jedno měření alespoň ve dvou různých interferogramech a ty následně dále zpracovat. Důležitou podmínkou je, že v době mezi pořizováním jednotlivých snímků nesmí dojít k žádným deformacím v daném území. Pokud by k nějakým deformacím došlo, byly by vyhodnoceny jako atmosférické zpoždění. Podrobný popis je např. v [1] kapitole 6.

3.2.5 Atmosférické zpoždění – změna času

Pokud budeme předpokládat, že doba mezi vysláním a přijmutím signálu je:

$$T = \frac{2R_k^{t_i}}{v} \tag{3.14}$$

Zpoždění radarového signálu zaviněné atmosférou lze pak celkem snadno odvodit na základě rovnic (3.9), (3.2) a (3.3). Výsledná rovnice má tedy tvar:

$$\Delta T_k^{t_i} = \frac{2}{c} 10^{-6} \int_0^H \frac{N}{\cos \theta_{inc}} dh = \frac{2}{c} \int_0^H \frac{n-1}{\cos \theta_{inc}} dh$$
(3.15)

V současné době bohužel neexistuje žádná možnost, jak měřit atmosférické zpoždění radarového signálu s dostatečnou přesností v potřebný čas a na celém snímaném území, což by bylo k účinnému odstranění vlivu atmosféry na výsledný interferogram třeba.

3.2.6 Atmosférické zpoždění – dělení

Atmosférické zpoždění dělíme podle dvou kritérii. Prvním kritériem je vrstva atmosféry, ve které ke zpomalení signálu dochází. Dle tohoto kritéria se dělí zpoždění na troposférické a ionosférické. Druhou možností, jak atmosférické zpoždění dělit, je podle směru proměnlivosti indexu lomu. V tomto případě se atmosférické zpoždění dělí na atmosférické zpoždění zapříčiněné změnou indexu lomu v horizontálním směru (dále jen horizontální zpoždění) a atmosférické zpoždění zapříčiněné změnou indexu lomu ve směru vertikálním (dále jen vertikální zpoždění).

Zatímco horizontální zpoždění se projevuje jak v troposféře, tak v ionosféře, vertikální zpoždění se může projevovat pouze v oblasti troposféry, neboť je podmíněno změnou topografické výšky snímaného území.

3.2.6.1 Troposférické zpoždění

Jak již bylo v předcházející pasáži zmíněno, v troposféře se působí dva principy zpoždění radarového signálu: vertikální a horizontální. Oba dva budou odvozeny a podrobně popsány dále v kapitolách 3.2.7.3 a 3.2.7.4. V této kapitole se zaměříme pouze na obecnější popis troposférických jevů.

V troposféře je změna indexu lomu v horizontálním směru zapříčiněna turbulentními jevy. Rozsah těchto jevů se pohybuje v měřítku od několika desítek metrů po 100 – 200 km. Pokud je velikost tohoto jevu větší než velikost vyhodnocovaného území, bude se chyba ve fázi interferogramu projevovat podobně jako chyba v orbitách družice či ionosférické zpoždění, tzn. bude mít dlouhovlnný efekt a může být relativně snadno z interferogramu odstraněna.

Troposférické zpoždění je velmi úzce spjato s množstvím vody a vodní páry obsažené ve vzduchu, dále pak na teplotě a hydrostatickém tlaku (viz kapitola 3.2.3.1). Toto zpoždění nejvíce ovlivňuje: postup studených a teplých front, formování oblačnosti a dešťové srážky.

Přesto, že se v různých literaturách údaje různí, uvedeme zde číselná vyjádření pro některé případy troposférických jevů. Chyby interferometrické fáze, které

jednotlivé jevy způsobují, budou zapsány v délkových jednotkách. Odpovídají měření ERS a kolmé interferometrické základně o délce 0 m.

Mrak Cumulus dosahuje od 150 m do 2 km výšky a v horizontální délce může dosahovat až 8 km. Podle [3] způsobuje změnu indexu lomu od N = 20 do N = 30. Chyba ve fázi při nulové délce interferometrické základny pro mrak 2 km vysoký a ovlivňující index lomu hodnotou N = 20 je 9 cm. Zdroj [2] pro stejný mrak uvádí změnu fáze jen 4,3 cm.

Čelo teplé či studené fronty může též způsobit změnu indexu lomu až N = 20. Podle [2] může dosahovat až 5,4 cm. Je to zapříčiněno zhuštěním vodních par na těchto přechodech a následnou kondenzací. Větší dopad na interferometrickou fázi má přechod studené fronty. Studená fronta je totiž užší (500 km) než teplá fronta (1500 km) a změny v atmosféře jsou tedy bouřlivější.

Prudké deště (150 mm/h) zvětší index lomu o N = 9 a mohou způsobovat rozdíl ve fázi až 3,5 cm při nulové interferometrické základně.

3.2.6.2 Ionosférické zpoždění

Ionosférické zpoždění je způsobeno elektricky nabitými částicemi v ionosféře. Hustota elektricky nabitých částic je závislá na denní době (ve dne je ionosféra mocnější a hustota větší), sluneční aktivitě, stavu geomagnetického pole Země a zeměpisné šířce.

Výslednou interferometrickou fázi ovlivňují zejména dva jevy vyskytující se v ionosféře. Jsou to: migrující ionosférické poruchy (*Travelling Ionospheric Disturbances* – TID) a F-nepravidelnosti (*F-irregularities*).

Migrující ionosférické poruchy jsou způsobovány vnitřním vlněním ionosféry ve výšce 300 km nad povrchem Země a projevují se sinusoidálními změny v hustotě elektricky nabitých částic. Vlnová délka vnitřního vlnění se mění od 30 do 300 km.

Popsané poruchy způsobují při normálním stavu ionosféry v interferogramu o nulové interferometrické základně chybu 1,1 cm. Maximální ionosférické zpoždění

v důsledku migrujících ionosférických poruch může být až 6 cm. V interferogramu se tato chyba projevuje formou sinusoidy.

F-nepravidelnosti mohou vyvolat změny v hustotě elektricky nabitých částic mezi 200 až 500 km nad povrchem Země. Objevují se zejména v noci a ovlivňují převážně rovníkové a polární oblasti. Jsou vytvářeny magnetickým polem Země a mají doutníkovitý tvar. V příčném směru mají velikost od několika metrů po několik kilometrů, v podélném směru jsou na pólech 5-krát, na rovníku dokonce 20 až 60-krát delší.

Popis dějů v ionosféře byl nastudován z [2], kde autor publikace říká: "Vědecká literatura se v popisu ionosféry často liší, a dokonce si protiřečí. Proto si nemůžeme být jisti, že jsme zde vyjmenovali veškeré podstatné jevy, jež se v ionosféře nachází a ovlivňují radarový signál."¹

Ionosférické zpoždění nezpůsobí ve výsledném interferogramu takové chyby jako troposférické. Vliv ionosféry na fázi má v prostoru dlouhovlnný charakter a je ho možné relativně jednoduše a účinně odstranit proložením interferogramu rovinou (případně i jinou plochou) vypočítanou pomocí MNČ.

3.2.6.3 Fázový posun – horizontální zpoždění

Fázový posun zapříčiněný změnou indexu lomu v horizontálním směru a způsobený nehomogenní atmosférou popisuje následující obrázek a rovnice:

¹ Volně přeloženo z anglického originálu pro účely této diplomové práce.



Obr. 3.5: Konfigurace interferometrického měření (převzato z [4])

Na obrázku je znázorněna dvousnímková interferometrie. Satelity jsou na pozicích 1 a 2 a mezi nimi je interferometrická základna *B*. Mrak uprostřed obrázku představuje troposférický jev, v jehož důsledku došlo ke změně indexu lomu a tedy i měřené vzdálenosti mezi satelitem a měřeným bodem o ΔR_i . Odvození změny vzdálenosti bylo provedeno v kapitole 3.2.5.

Fáze poté bude:

$$\psi_{1} = \frac{4\pi}{\lambda} (R_{1} + \Delta R_{1})$$

$$\psi_{2} = \frac{4\pi}{\lambda} (R_{1} + B^{||} + \Delta R_{2})$$
(3.16)

kde $B^{||}$ je rovnoběžná základna (míněno vzhledem k paprsku). K získání interferometrické fáze φ musíme odečíst tyto dvě fáze od sebe:

$$\varphi = \frac{4\pi}{\lambda} \left(-B^{||} + \Delta R_1 - \Delta R_2 \right) \tag{3.17}$$

Použitím základní geometrie SAR (viz kapitola 2.4) pro předešlou rovnici získáme horizontální rozdíl v interferometrické fázi:

$$d\varphi = \frac{4\pi}{\lambda} \left(\frac{B^{\perp}}{R_1 \sin \theta} dH + d\Delta R_1 - d\Delta R_2 \right)$$
(3.18)

kde B^{\perp} je kolmá základna (míněno vzhledem k paprsku), R_i je šikmá vzdálenost satelitu 1 od měřeného bodu a θ je úhel pohledu. Pokud známe změnu topografické výšky dH, první část rovnice v závorce může být odstraněna a zůstanou nám pouze horizontální gradienty atmosférického zpoždění $d\Delta R_i$.

3.2.6.4 Fázový posun – vertikální zpoždění

V následující kapitole popíšeme a matematicky rozebereme fázový posun způsobený změnou indexu lomu ve vertikálním směru. Předpokládáme, že atmosféra se skládá z nekonečného množství tenkých vrstev s různým indexem lomu (viz obr. 3.6). V rámci jedné vrstvy je index lomu konstantní. To znamená, že neuvažujeme změnu indexu lomu v horizontálním směru.

Pokud v době mezi pořizováním dvou SAR snímků dojde ke změně vertikálního profilu indexu lomu, dojde mezi dvěma body na povrchu Země o různých topografických výškách ke změně interferometrické fáze.

Z toho vyplývá, že fázový posun způsobený změnou vertikálního profilu indexu lomu může nastat pouze v kopcovitých a hornatých oblastech, a pouze v případě, když se tento profil změní. Hlavním faktorem, který ovlivňuje troposférické zpoždění, je množství vodní páry obsažené ve vzduchu. Vertikální profil indexu lomu je pro celou naši Zemi velmi nestálý vyjma oblastí kolem pólů, kde má troposféra velmi stálé uspořádání a navíc zde studený vzduch nepojme příliš mnoho vodní páry.



Obr. 3.6: Rozdíl troposférických zpoždění mezi body p (vrchol hory) a q (úpatí hory) způsobený jejich výškovým rozdílem a změnou vertikálního profilu indexu lomu $N^{t_i}(z)$. Horní obrázek znázorňuje model atmosféry během snímání v čase t_i , dolní pak v čase t_2 . Obrázek byl převzat z [5].

Předpokládejme nyní, že během měření máme nulovou interferometrickou základnu, shodné úhly dopadu θ_{inc} a nedochází k horizontální změně v indexu lomu *N*. Poté můžeme vztah pro měřenou fázi jednotlivých bodů vyjádřit vzorci:

$$\psi_{p}^{t_{i}} = \frac{4\pi}{\lambda\cos\theta_{inc}} \left(z_{ps} + \delta_{ps}^{t_{i}} \right)$$

$$\psi_{q}^{t_{i}} = \frac{4\pi}{\lambda\cos\theta_{inc}} \left(z_{ps} + z_{qp} + \delta_{ps}^{t_{i}} + \delta_{qp}^{t_{i}} \right)$$
(3.19)

kde z_{ps} je geometrická vzdálenost mezi satelitem *s* a bodem *p* promítnutá do vertikální roviny, $\delta_{ps}^{t_i}$ je vertikální zpoždění mezi satelitem *s* a bodem *p*, z_{qp} je geometrická vzdálenost mezi bodem *q* a bodem *p* promítnutá do vertikální roviny, $\delta_{qp}^{t_i}$ je vertikální zpoždění mezi bodem *q* a bodem *p*.

Interferometrickou fázi na bodech p a q můžeme vyjádřit jako:

$$\varphi_{p} = \psi_{p}^{t_{1}} - \psi_{p}^{t_{2}} = \frac{4\pi}{\lambda \cos \theta_{inc}} \left(\delta_{ps}^{t_{1}} - \delta_{ps}^{t_{2}} \right)$$

$$\varphi_{q} = \psi_{q}^{t_{1}} - \psi_{q}^{t_{2}} = \frac{4\pi}{\lambda \cos \theta_{inc}} \left(\delta_{ps}^{t_{1}} + \delta_{qp}^{t_{1}} - \delta_{ps}^{t_{2}} - \delta_{qp}^{t_{2}} \right)$$
(3.20)

Výsledný vliv vertikálního zpoždění na interferometrickou fázi mezi body p a q pak bude:

$$\varphi_{pq} = \varphi_p - \varphi_q = \frac{4\pi}{\lambda \cos \theta_{inc}} \left(\delta_{qp}^{t_1} - \delta_{qp}^{t_2} \right)$$
(3.21)

Z rovnice vyplývá, že pokud $\delta_{qp}^{t_1} \neq \delta_{qp}^{t_2}$, pak vertikální troposférické rozvrstvení bude ovlivňovat interferometrickou fázi. To platí ovšem pouze v případě, že snímané body mají různou topografickou výšku.

Abychom tento efekt ještě lépe popsali, zaveďme nyní integrální popis změny vertikálního zpoždění vzhledem k vertikálnímu profilu indexu lomu:

$$\delta_{pq}^{t_i} = 10^{-6} \int_q^p N^{t_i}(z) dz$$
(3.22)

Pokud dosadíme rovnici (3.22) do rovnice (3.21), tak výsledný vztah bude:

$$\varphi_{pq} = \frac{4\pi}{\lambda \cos \theta_{inc}} 10^{-6} \int_{q}^{p} \left(N^{t_1}(z) - N^{t_2}(z) \right) dz$$
(3.23)

Rozdíl ve vertikálních profilech může způsobovat mezi body o různé topografické výšce viditelné změny v pozorované interferometrické fázi. Z rovnice (3.22) vyplývá, že pokud by index lomu byl např. N = 300, tak vertikální zpoždění je 0,3 mm/m.

3.2.7 Kumulace atmosférického zpoždění

Že je index lomu, a tedy i atmosférické zpoždění, kumulativní veličina, je patrné již z kapitoly 3.2.3.1. Obrázek 3.7 zobrazuje vztahy mezi výškou a vertikálním zpožděním. Stejný princip jde samozřejmě uplatnit na kumulaci celého atmosférického zpoždění.



Obr. 3.7: Křivky kumulace atmosférického zpoždění pro časy t_1 a t_2 . Čárkované čáry udávají topografickou výšku bodů p a q. Vrstva c představuje vrstvu mraků, která pokrývala oblast ve výšce c v čase t_1 . Tečkovaná čára udává průběh atmosférického zpoždění ovlivněného vrstvou mraků c. Obrázek byl převzat z [5].

Vertikální zpoždění na bodech p a q je z obrázku definováno jako:

$$\delta_p = l_1 \quad \text{a} \quad \delta_q = l_2 \tag{3.24}$$

Vertikální zpoždění D_{pq} mezi body p a q pak tedy bude:

$$D_{pq} = \left(\delta_q^{t_1} - \delta_p^{t_1}\right) - \left(\delta_q^{t_2} - \delta_p^{t_2}\right) = \left(\delta_q^{t_1} - \delta_q^{t_2}\right) - \left(\delta_p^{t_1} - \delta_p^{t_2}\right) = l_2 - l_1$$
(3.25)

Z obrázku 3.7 je patrné, že atmosférické zpoždění je nepřímo úměrné topografické výšce. To znamená, že se vzrůstající výškou se atmosférické zpoždění snižuje. Je to zapříčiněno snižující se optickou hustotou v důsledku klesajícího atmosférického tlaku.

V případě rozdílu atmosférických zpoždění prvního a druhého měření už není "směr" úměry k výšce zcela jednoznačný. Pokud je vertikální profil indexu lomu pro obě měření stejný, je rozdíl v atmosférických zpoždění nulový a na výšce tedy zcela nezávislý. Pokud by se v průběhu prvního měření optické prostředí se snižující se výškou stávalo výrazně hustší a v průběhu druhého měření by tento nárůst byl mnohem pozvolnější, rozdíl atmosférického zpoždění by byl na vzrůstající výšce přímo úměrný. Tuto situaci zobrazuje v obrázku 3.7 tečkovaná čára pro měření v čase t_1 a plná čára pro měření v čase t_2 . Rozdíl l_1 je pak menší než rozdíl l_2 . Pravděpodobnější je ovšem případ, kdy rozdíl atmosférických zpoždění je nepřímo úměrný stoupající výšce. Je to způsobeno nelineárním průběhem atmosférického zpoždění. V obrázku 3.7 tomuto jevu odpovídají plné čáry v čase t_1 i t_2).

Abychom byly schopni odstranit z interferogramu efekt vertikálního zpoždění, museli bychom znát rozdíl mezi tímto zpožděním v časech snímání t_1 a t_2 , a to pro všechny topografické výškové hladiny. Toho lze v praxi dosáhnout měřením vertikálního profilu atmosféry pomocí radiosond. Další alternativou jsou pozorování atmosféry pomocí metody GPS či pozemní měření s aplikací na troposférické modely. Pro potřeby interferometrie ovšem jiné metody než použití radiosond nejsou vhodné. GPS totiž funguje na jiné frekvenci, a tedy i ovlivnění signálu atmosférou je jiné, navíc signál přichází k anténě z různých směrů, a je tedy více ovlivněn horizontální variabilitou indexu lomu. Pozemní měření rovněž není příliš použitelné, neboť podmínky blízko povrchu dostatečně neurčují vývoj ve vyšších hladinách atmosféry a odhad pomocí různých modelů troposféry je značně nejistý. Příkladem diametrálně rozdílných podmínek na povrchu země a ve vyšších vrstvách atmosféry je mlha. Aby tyto metody mohly být použity, musela by měření být co do rozmístění velmi hustá a musela by zahrnovat veškeré výškové hladiny zkoumaného území.



Obr. 3.8: Radiosonda se pomocí nafukovacího balónu vypouští do atmosféry (až do výšek 34 km). Kde měří v krátkých časových intervalech teplotu, tlak, vlhkost, směr a rychlost větru. Nashromážděná data pak vysílá na pozemní stanice. Obrázek byl přejat z [12].

4 Zpracování radarových dat

Zpracování dat pro diplomovou práci bylo provedeno v programech DORIS v3.15 a MATLAB v7.3. Popisem práce s jednotlivými programy se zde budeme zabývat pouze z uživatelského hlediska, neboť testování zmíněných programů není náplní této práce. Jak pracovat s programem DORIS a jeho teoretické základy nalezneme např. v [13], [11] a [1]. Při práci s programem MATLAB po zvládnutí základních příkazů asi nejvíce využijeme samotnou nápovědu programu [14], v níž se dají vyhledat jednotlivé příkazy, jejich popisy a teoretický základ, syntaxe a příklady použití.

4.1 Zpracovávaná data

Zpracovávaná data byla pořízena družicemi ERS-1 a ERS-2 a jedná se o tandemové dvojice. Celkem bylo zpracováno šest tandemů pořízených přibližně v první polovině roku 1996 a jeden tandem z listopadu roku 1999. Těchto sedm tandemů bylo pořízeno ze dvou různých oběžných drah. Data byla dodána ve formátu SLC. Dalšími vstupními daty byl digitální model terénu pořízený během mise SRTM a orbity družic stáhnuté z [15]. Přehled zpracovaných tandemových párů udává tabulka 1.

Tandem	Použití	Číslo	Datum	Družice	Track	Délka kolmé	
Tandem	TOUZIU	snímku	pořízení	DIUZICC	TIACK	základny [m]	
1	hlavní	5759	27.05.1996	ERS-2	30/	104.4	
1	vedlejší	25432	26.05.1996	ERS-1	394	104,4	
n	hlavní	23795	08.11.1999	ERS-2	204	164.6	
Δ	vedlejší	43468	07.11.1999	ERS-1	394	104,0	
2	hlavní	3755	08.01.1996	ERS-2	204	72 4	
5	vedlejší	23428	07.01.1996	ERS-1	394	72,4	
4	hlavní	4757	18.03.1996	ERS-2	204	28.5	
4	vedlejší	24430	17.03.1996	ERS-1	394	-20,5	
5	hlavní	4986	03.04.1996	ERS-2	100	876	
5	vedlejší	24659	02.04.1996	ERS-1	122	82,0	
6	hlavní	5988	12.06.1996	ERS-2	100	02.4	
0	vedlejší	25661	11.06.1996	ERS-1	122	92,4	
7	hlavní	5487	08.05.1996	ERS-2	100	101.7	
/	vedlejší	25106	07.05.1996	ERS-1	122	101,/	

Tab. 4.1: Přehled použitých snímků.

Důležitým poznatkem je, že veškeré obrazové výstupy jsou stranově převrácené, neboť snímky byly pořízeny v době, kdy družice přelétávala nad naším územím ze severu na jih (*descending*). V takovém případě je východní strana snímku vlevo a západní vpravo. Proto byly výstupy dodatečně stranově převráceny, aby byly orientovány dle geografických zvyklostí. Přesto tato orientace není zcela přesná, neboť snímky jsou lehce stočeny proti směru hodinových ručiček.

4.2 Postup zpracování radarových dat

Každý tandem byl zpracováván zvlášť. Vyhodnoceny byly až konečné výstupy. Naměřená data byla nejprve zpracována v programu DORIS pomocí předpřipravených příkazových souborů. Tyto soubory, jež budou popsány v dalších podkapitolách, můžou být upraveny, rozděleny na několik vstupních souborů či jednotlivé funkce v nich vypínány.

Pomocí programu DORIS jsme nejprve vypočítali diferenční interferogram, který již zobrazuje pouze deformace, a v našem případě, při použití tandemového snímání, zejména atmosférické zpoždění. Dále jsme referencovali DMT do radarového systému a přepočítali jej na referenční fázi. Výstupy z programu DORIS byly poté načteny do programu MATLAB a dále zpracovány. Byly odstraněny body mimo rozsah DMT a z interferogramu byl odstraněn vliv chybných orbit a ionosféry. Nakonec byla vypočítána korelace mezi DMT a upraveným interferogramem, čímž měla být zjištěna závislost mezi výškou terénu a atmosférickým zpožděním. Konečné výsledky byly následně vyhodnoceny.

4.3 DORIS – část 1

Pomocí vstupního souboru *input.initial*, který slouží jako soubor příkazů pro program, byla data nejdříve načtena ($m / s_readfiles^2$) a poté oříznuta (m / s_crop). Dále byly načteny přesné dráhy družic ($m / s_porbits$), které byly předem stáhnuty z [15]. Příklad vstupní dávky *input.initial* je k nahlédnutí na přiloženém CD. Výstupní soubory mají příponu *.*raw* a obsahují námi vybraný výřez z načtených dat. Obrazovým výstupem *raw-souborů* jsou amplitudové snímky jednotlivých výřezů.



Obr. 4.1: Amplitudový obraz s vyznačenými oblastmi zkoumání. Bílý čtverec zobrazuje oblast zkoumání nasnímanou z tracku 394, červený obdélník pak oblast zkoumání nasnímanou z tracku 122.

 $^{^{2}}$ *m* – znamená *master* a značí hlavní snímek, *s* – znamená *slave* a značí snímek vedlejší.

4.3.1 Oříznutí snímků

Pro hlavní snímek volíme pole oříznutí tak, aby zobrazovalo námi vybranou oblast. Pro vedlejší snímek volíme trochu větší pole oříznutí, než je třeba, neboť překryv hlavního a vedlejšího snímku není dokonalý a po převzorkování by byl výsledný interferogram menší, než jsme požadovali.

Výsledné zpracovávané území pro snímky nasnímané z tracku 394 je přibližně 75 x 75 km veliké. V obrázku 4.1 je znázorněno bílým čtvercem. Pro snímky z tracku 122 bylo zvoleno území o přibližné velikosti 30 x 75 km. V obrázku 4.1 je znázorněno červeným obdélníkem.

4.3.2 Načtení orbit

Pro většinu snímků byly načteny orbity přesné (*precise*). Pokud nebyly na [15] k dispozici přesné orbity, byly použity orbity rychlé (*fast-delivery*). Tyto orbity nedosahují takové přesnosti jako přesné orbity. Rychlých orbit muselo být využito pro snímek 25661 a 43468.

4.3.3 Byteswap

Pro výsledná data z první části (načtená a ořezaná) musel být použit program "*byteswap-short*", který změní endianitu určitého souboru. Ke změně endianity musí dojít, pokud se endianita dat neshoduje s endianitou procesoru daného počítače a my s těmito daty chceme provádět určité výpočty.

Výslednými "byteswapovanými" daty jsme přepsali data původní.

4.3.4 Endianita

Endianita je způsob uložení čísel v paměti počítače, který definuje, v jakém pořadí se uloží jednotlivé bajty příslušného datového typu. Označuje se také jako pořadí bajtů.

4.3.4.1 Big-endian

V tomto případě se na paměťové místo s nejnižší adresou uloží nejvíce významný bajt a za něj se ukládají ostatní bajty až po nejméně významný bajt na konci. Architektury uplatňující tento princip se nazývají big-endian.

4.3.4.2 Little-endian

Na paměťové místo s nejnižší adresou se uloží nejméně významný bajt a za něj se ukládají ostatní bajty až po nejvíce významný bajt. Architektury uplatňující tento princip se nazývají little-endian.

4.4 DORIS – část 2

Poté, co byla data podrobena procesu "byteswap", jsme použili další vstupní soubor *input.rest*, který přikázal DORIS postupně vykonat koregistraci vedlejšího snímku s hlavním (*coarseorb*, *coarsecorr*, *fine*, *coregpm*), filtraci snímků ve směru azimutu i range (*m / s_filtazi*, *filtrange*), převzorkování vedlejšího snímku na hlavní (*resample*), výpočet interferogramu (*interfero*), výpočet a odstranění fáze ploché Země – "flat-Earth phase" (*comprefpha*, *subtrrefpha*), výpočet koherence fáze v malém okolí několika obrazových bodů jako měřítko spolehlivosti (*coherence*), výpočet a odstranění topografické složky fáze interferogramu pomocí nezávislého DMT (*comprefdem*, *subtrrefdem*), filtraci šumu radarového obrazu (*filtphase*), rozbalení fáze diferenčního interferogramu (*unwrap*), převedení fáze na výšku (*slant2h*) a georeferencování (*geocode*). Na přiloženém CD je opět k nahlédnutí příklad vstupní dávky.



Obr. 4.2: Diferenční interferogram zobrazující zabalenou fázi po odstranění referenční fáze DMT před (vlevo) a po (vpravo) filtraci šumu. Zobrazen je výstup tandemu 1.

4.4.1 Hrubá koregistrace

U tandemového páru 1 nemohla být hrubá koregistrace (*coarsecorr*) vypočtena na základě orbit (*coarseorb*), neboť orbity pro snímek 25432 byly chybné. Bylo nutné proto přejít k ručnímu odečtení posunu snímků. Ručním odečtením byla zjištěna hodnota posunu vedlejšího snímku vůči hlavnímu -258 ve směru azimutu (*lines*) a -6 ve směru range (*pixels*). Původní hodnoty určené z chybných orbit byly 1228 ve směru azimutu a -7 ve směru range. Hodnoty hrubé koregistrace po zpracování ručně odečtených hodnot poté byly –241 ve směru azimutu a –6 ve směru range. Funkce hrubé koregistrace vypočítává hodnoty posunu na základě vstupního, přibližného posunu a porovnáním amplitud v určitém, relativně malém území. Z předešlého je tedy patrné, že kdybychom použili hodnoty vypočtené z chybných orbit, pak by funkce hrubé koregistrace nemohla vypočítat správný posun, protože rozdíl mezi správnými hodnotami (po hrubé koregistraci) a hodnotami vypočtenými

4.4.2 Digitální model terénu (DMT)

Další problém vznikl při interpolaci a referencování DMT do systému radaru. V návodu [13] doporučovaná metoda interpolace TRI_LINEAR sice vytváří hladší model a výsledky jsou lepší pro vizuální hodnocení, ale v dalším zpracování se ukázalo, že některé osamělé body po přepočítání do fáze dosahují nesmyslných hodnot. Proto byla použita starší metoda NEAREST, která používá k interpolaci metodu nejbližšího souseda (*nearest neighbor*). Při této metodě zůstávají interpolované hodnoty v rozmezí hodnot původních bodů. Pokud neexistuje nejbližší soused (dva či více bodů jsou stejně daleko), bodu je přiřazena nulová hodnota.



Obr. 4.3: Rozbalená fáze DMT (vlevo) a diferenčního interferogramu (vpravo). Zobrazen je výstup pro tandem 1.

4.5 MATLAB

Pro ovládání programu se většinou používají m-soubory, které, stejně jako vstupní dávky do DORIS, dávají programu příkazy. M-soubor vytvořený pro účely této diplomové práce je k dispozici na přiloženém CD.

4.5.1 Načtení

Do programu byly pro veškeré tandemy postupně načteny soubory *.*uint*, což je soubor obsahující rozbalenou fázi diferenčního interferogramu, a **refdem_pha.raw* obsahující rozbalenou referenční fázi DMT. Načítání bylo prováděno pomocí funkcí *freadbk* a *freadhgt*, které nejsou součástí originálního programu, proto musely být tyto funkce doinstalovány.

4.5.2 Odstranění nulových hodnot DMT

Po načtení potřebných dat bylo nutné odstranit body, které měly DMT-fázi rovnou nebo blízkou nule. Jelikož se výška terénu v dané lokalitě pohybuje asi mezi 50 až 1000m n.m., nemůže fáze dosahovat nulových hodnot. Toto tvrzení podporuje i zobrazený histogram na obr. 4.4. Vysvětlení, proč se nulové hodnoty v souboru nacházejí, naleznete v kapitole 4.4.2.

Při odstraňování byly vždy vyloučeny body jak ze souboru DMT, tak z diferenčního interferogramu. Počet odstraněných hodnot pro jednotlivé páry udává tabulka 5.1.



Obr. 4.4: Histogram DMT před odstraněním nulových hodnot a hodnot blízkých nule. Konkrétně se jedná o DMT pro tandem číslo 1.

4.5.3 Odhad trendu interferogramu

Dalším krokem bylo odhadnutí a následné odstranění trendu diferenčního interferogramu. Pomocí této operace byl z interferogramu odstraněn vliv ionosféry a chyby vzniklé z chybných orbit. Trend byl odhadnut pomocí MNČ, a to proložením interferogramu rovinou.

4.5.3.1 Proložení interferogramu rovinou pomocí MNČ

Rovina je matematicky definována jako:

$$z = ax + by + c \tag{4.1}$$

kde z je výška, x range souřadnice, y azimut souřadnice a a, b a c jsou jednotlivé koeficienty. Tyto koeficienty pak určíme pomocí MNČ ze vzorce:

$$h = \left(A^T A\right)^{-1} A^T l \tag{4.2}$$

kde h je vektor koeficientů a, b a c, A je matice derivací rovnice (4.1) podle jednotlivých koeficientů a l je vektor hodnot interferogramu.

Takto spočtená rovina se pak odečte od diferenčního interferogramu, čímž bylo zajištěno odstranění vlivu ionosféry a chyb vzniklých v důsledku chybných orbit.

Odečtení roviny by za určitých okolností mohlo způsobit i nulovou korelaci mezi porovnávanými veličinami, pokud by zkoumaným územím byl pouze jeden svah.



Obr. 4.5: Diferenční interferogram po odstranění roviny vypočtené pomocí MNČ. Zobrazen je interferogram tandemu 1.

4.5.4 Výpočet korelačních koeficientů

Dále následoval výpočet korelačních koeficientů mezi topografickou výškou a upraveným diferenčním interferogramem před a po proložení rovinou. Tímto způsobem jsme chtěli zjistit závislost mezi změnou atmosférického zpoždění (mezi měřeními) a změnou výšky terénu.

4.5.4.1 Pearsonův korelační koeficient

Pearsonův korelační koeficient byl vypočítán pomocí funkce MATLABu *corr2*, která je podle [14] definována jako:

$$r = \frac{\sum_{m} \sum_{n} (A_{mn} - \overline{A}) (B_{mn} - \overline{B})}{\sqrt{\left(\sum_{m} \sum_{n} (A_{mn} - \overline{A})^{2}\right) \left(\sum_{m} \sum_{n} (B_{mn} - \overline{B})^{2}\right)}}$$
(4.3)

kde *A* je matice jedné veličiny o velikosti *m* x *n*, *B* je matice druhé veličiny o stejné velikosti a \overline{A} resp. \overline{B} jsou průměrné hodnoty v této matici. Koeficient korelace *r* se pohybuje od -1 do 1. Hodnota -1 znamená, že mezi veličinami je zcela nepřímá závislost. 0 značí, že mezi danými veličinami není žádná závislost. 1 naopak znamená, že veličiny jsou na sobě absolutně přímo závislé.

Nevýhoda Pearsonova korelačního koeficientu je jeho nerobustní princip. Pokud se v souboru vyskytují chybná měření, která jsou velmi vzdálená správným hodnotám, výsledek korelace je výrazně ovlivněn.



Obr. 4.6: Vliv chybného měření na Pearsonův korelační koeficient. Bez odlehlého bodu je r = -0.055, zatímco s odlehlým bodem je r = 0.74.

4.5.4.2 Spearmanův korelační koeficient

Spearmanův korelační koeficient je někdy též nazýván pořadový korelační koeficient. Sleduje korelaci mezi dvěma znaky (x, y). Pro oba znaky se nejprve určí pořadí (i) podle velikosti dané vlastnosti a z párů pořadí (i_x , i_y) se následně vypočte korelační koeficient. Matematicky je Spearmanův korelační koeficient definován takto:

$$r_{s} = 1 - \frac{6\sum_{i=1}^{n} (i_{x} - i_{y})^{2}}{n \cdot (n^{2} - 1)}$$
(4.4)

kde *n* je počet porovnávaných bodů. Spearmanův koeficient se pohybuje ve stejných mezích a výsledné hodnoty mají stejný význam jako v případě Pearsonova koeficientu.

Výhodou Spearmanova korelačního koeficientu je vyšší robustnost oproti Pearsonovu koeficientu. Chyby v měření nemají na výsledný korelační koeficient takový vliv.

5 Vyhodnocení

Kompletní přehled získaných údajů o jednotlivých tandemech udává tabulka 5.1, v níž jsou uvedeny nejen údaje o korelaci mezi atmosférickým zpožděním a referenční fází DMT, ale i základní statistické údaje.

Podle teoretických předpokladů by v případě, že se mezi měřeními změní vertikální profil indexu lomu, měla nastat závislost mezi topografickou výškou a atmosférickým zpožděním. Korelační koeficient může nabývat jak kladných, tak záporných hodnot. Vysvětlení tohoto předpokladu nabízí obrázek 3.7 a kapitola 3.2.8. Míra závislosti by nikdy neměla dosáhnout absolutní hodnoty ($r = \pm 1$), neboť v praxi kromě změny vertikálního profilu indexu lomu dochází i ke změně horizontálního profilu, který zkoumanou závislost snižuje.

Změny horizontálního profilu indexu lomu jsou způsobovány změnami v ionosféře, chybami v orbitách, atmosférickými jevy jako je oblačnost a dešťové srážky, přechodem frontálního systému, případně i výraznou změnou teploty v rámci scény. Některé tyto vlivy je ovšem možné z větší části odstranit proložením diferenčního interferogramu rovinou.

Vliv na výši korelačního koeficientu má přesnost určení orbit i z pohledu výpočtu referenční fáze DMT, kvalita DMT, správné rozbalení fáze a množství šumu. Zatímco neaktuálnost a chyby v DMT, chybné rozbalení fáze a šum snižují míru odhalené závislosti, chyby v orbitách naopak tuto závislost zvyšují. To je způsobeno tím, že při špatně určené kolmé základně nastává chyba při převádění DMT na referenční fázi a po odečtení této fáze ze skutečného měření pak v diferenční složce zůstává část složky topografické. Matematicky může být tento vztah zapsán jako:

$$\Delta \varphi = \frac{4\pi}{\lambda} \left(\frac{\Delta B^{\perp} q}{R \sin(\theta)} + \delta r \right)$$

kde δr je deformace v šikmém směru a ΔB^{\perp} je rozdíl mezi skutečnou a chybnou základnou. Rovnice vychází z matematického výrazu (2.14).

Nepřesnost v orbitách by ovšem musela být dosti velká. Pokud budeme uvažovat, že by rozdíl mezi skutečnou a chybnou základnou byl 0,5 m, pak by vzniklá chyba v důsledku špatného rozbalení DMT v diferenčním interferogramu pro ERS činila pouze jeden interferenční proužek na 17 294 m převýšení. Pokud by chyba v základně byla 10 m, tak by jeden interferenční proužek byl způsobený převýšením 865 m.

	Tandem		1	2		3		4		5		6		7		
	Track		394	394		394		394		122		122		122		
	Kolmá základna [m]		104,4	164,6		72,4		-28,5		82,6		92,4		101,7		
	Výškový cyklus [m]		-90,0	-57,5		-130,9		330,7		-128,4		-114,8		-104,1		
	Počet nevintrpolovaných bodů		651	658		661		664		517		519		520		
	Počet odstraněných bodů		1234	1247		1261		1251		1008		1017		1025		
0		Maximum [rad] ([m])	-67,94 (981,8)	-106,84	l (977,7)	-46,55	(969,7)	14,52	(764,0)	-45,34	(926,6)	-50,81	(928,4)	-55,97	(927,2)	
h nule	DMT	Minimum [rad] ([m])	-3,55 (51,4)	-5,54	(50,7)	-2,41	(50,3)	0,73	(38,6)	-2,35	(48,1)	-2,64	(48,3)	-2,91	(48,2)	
ízkýc		Rozsah [rad] ([m])	64,39 (930,5)	101,30	(927,1)	44,13	(919,4)	13,78	(725,4)	42,99	(878,4)	48,17	(880,1)	53,06	(879,0)	
ld ůbl		Maximum [rad]	13,17		6,84		10,80		9,34		10,99		13,85		7,89	
iní bc	DInSAR	Minimum [rad]	-9,79	-	-9,33		-9,36		-12,16		-1,90		-23,94		-6,10	
straně		Rozsah [rad] ([cm])	22,95 (10,3)	16,17	(7,3)	20,16	(9,1)	21,50	(9,7)	12,89	(5,8)	37,79	(17,0)	13,99	(6,3)	
Po od	Pearsonův korelační koeficient		-0,389	0,154		-0,192		-0,052		-0,761		-0,181		-0,377		
	Spearmanův korelační koeficient		-0,375	0,214		-0,154		-0,019		-0,825		-0,251		-0,359		
no		Maximum [rad]	10,09		7,63		8,55		10,32		7,33		,89	7,26		
rovin	DInSAR	Minimum [rad]	-11,88	-	-7,19		,79	79 -12,39		-5,57		-22,41		-6,45		
ožení		Rozsah [rad] ([cm])	21,97 (9,9)	14,82	(6,7)	16,34	(7,4)	22,71	(10,2)	12,90	(5,8)	37,30	(16,8)	13,70	(6,2)	
prol	Pearsonův korelační koeficient		-0,527	0,278		-0,231		0,000		-0,755		-0,303		-0,611		
Pc	Spearmanův korelační koeficient		-0,539	0,328		-0,200		0,177		-0,798		-0,359		-0,607		

Tab. 5.1: Srovnávací tabulka výsledků. V tabulce jsou některé maximální a minimální hodnoty DMT uvedeny opačně. Je to způsobeno tím, že menší (více záporná) hodnota fáze znamená v důsledku větší výšku. U diferenčního interferogramu je situace obdobná. Minusová hodnota značí vysoké zpoždění, zatímco vysoká kladná hodnota odpovídá minimálnímu zpoždění. Údaje v metrech pro DMT jsou pouze orientační, vypočtené přepočítáním výškového cyklu. Z tabulky 5.1 je patrné, že rozdíl atmosférického zpoždění a topografická výška přepočítaná na fázi jsou na sobě závislé. Provnáme-li zkoumané vlastnosti pomocí Pearsonova korelačního koeficientu, závislost mezi veličinami vykazuje šest ze sedmi zkoumaných tandemů. Jeden tandem nevykazuje žádnou závislost, jeden tandem přímou závislost a pět tandemů vykazuje závislost nepřímou.

Porovnáme-li závislost mezi rozdílem atmosférického zpoždění a topografickou výškou pomocí Spearmanova korelačního koeficientu, závislost vykazuje všech sedm tandemů. Dva tandemy mají kladný korelační koeficient a, stejně jako v případě Pearsonova korelačního koeficientu, pět tandemů má záporný korelační koeficient.

Z jakých příčin k těmto výsledkům došlo, se pokusíme objasnit v následujících pasážích. Nejprve je ovšem nutné popsat DMT, se kterým je atmosférické zpoždění porovnáváno.

5.1 Referenční DMT

Na obrázku 5.1 je zobrazen amplitudový snímek pro snazší přiřazení DMT k topografickým prvkům a samotné DMT. Modré oblasti na obrázku reprezentují území s velkou topografickou výškou, v tabulce 5.1 jsou reprezentovány vysokou zápornou fází. Žluté až červené oblasti reprezentují nižší nadmořskou výšku. Na obrázku je jasně rozlišitelná Mostecká pánev (pravý dolní roh) a k ní přiléhající Krušné hory pozvolně se svažující do SRN. Tento dvojsnímek reprezentuje DMT pro snímky pořízené z tracku 394.



Obr. 5.1: Amplitudový snímek (vlevo) a rozbalená referenční fáze DMT (vpravo) pro tandem 1 (track 394).

Černé body a jejich shluky jsou oblasti s nulovou výškou či výškou blízkou nule, které byly z výpočtu následně odstraněny. Důvod výskytu těchto bodů je popsaný v kapitole 4.4.2. V praxi ovšem bylo zjištěno, že body s nulovou výškou nebo výškou blízkou nule se v DMT vyskytují ve větším množství, než se původně předpokládalo na základě výpisu programu DORIS. Tyto chyby v DMT jsou pravděpodobně způsobeny již chybnými vstupními daty modelu SRTM. Pokud má bod chybnou hodnotu, pak při použití metody interpolace NEAREST získají i okolní body tutéž chybnou hodnotu. Použijeme-li interpolační metodu TRI-LINEAR, mohou být výsledky interpolace ještě více zavádějící. Vyinterpolované hodnoty mohou dosahovat závratných hodnot, a to jak kladných, tak záporných.



Obr. 5.2: V pořadí první zleva je zobrazen amplitudový snímek, rozbalená referenční fáze DMT (2.), zabalená (3.) a rozbalená (4.) fáze diferenčního interferogramu. Zobrazeny jsou výstupy z tandemu 5 (track 122).

Z obrázku 5.2 je patrné, že DMT neodpovídá zcela přesně skutečné situaci v době snímkování. To je způsobeno tím, že model SRTM byl pořízen v jiné době než zpracovávaná data. Rozdíl se projevuje zejména v místech těžby a je v zobrazení rozbalené fáze diferenčního interferogramu reprezentován tmavě modrými podlouhlými oblastmi. Vliv těchto rozdílů na korelaci je nejednoznačný.

5.2 Nejvyšší míra závislosti

Nejvyšší míru závislosti vykazuje tandem 5. Srovnáme-li z obrázku 5.2 DMT a diferenční interferogram (DInSAR), můžeme jasně rozpoznat závislost mezi výškou a atmosférickým zpožděním. Žlutá barva v interferogramu značí menší zpoždění nežli modrá. Oblast Krušných hor tedy vykazuje menší zpoždění než Mostecká pánev. S tím, jak se do SRN pozvolně svažuje terén, zvyšuje se i atmosférické zpoždění.

Další zajímavostí tohoto tandemu je, že proložení roviny pomocí MNČ a její následné odstranění mělo za následek snížení míry závislosti zkoumaných veličin. Tento jev nastává, Když má terén zkoumané oblasti má nějaký převažující trend. Úplné zrušení korelace mezi zkoumanými veličinami by nastalo, pokud bychom zkoumali tuto závislost pouze na jednom svahu.

V našem případě bylo snížení Pearsonova korelačního koeficientu pouze z -76,1% na -75,5%. Jak je vidět na obr. 5.3, tak ani vizuální změny nejsou výrazné.



Obr. 5.3: Tandem 5 - Rozbalená fáze diferenčního interferogramu před (vlevo) a po (vpravo) proložení rovinou. Vyšší hodnota v barevné škále znamená menší atmosférické zpoždění. Pearsonův korelační koeficient tohoto tandemu je -0,755 a Spearmanův dokonce –0,798.

5.3 Nulový Pearsonův korelační koeficient

Nulový Pearsonův korelační koeficient mezi porovnávanými veličinami vykazuje tandem číslo 4. Rozdíl atmosférických zpoždění je podle těchto výsledků na výšce terénu zcela nezávislý. Aby takováto situace mohla nastat, musel by vertikální profil indexu lomu být v obou měřeních stejný. V interferogramu by pak byly zobrazeny pouze útvary zapříčiněné změnou v horizontálním profilu indexu lomu. Na výstupech (obr. 5.4) je ovšem patrná jistá závislost mezi DMT a interferogramem. Důvodem nulové závislosti je dle názoru autora modrá oblast s četnými červenými body na území Krušných hor (obr. 5.4 spodní dvojice snímků). Jedná se pravděpodobně o důsledek chybného rozbalení fáze. Chybné rozbalení fáze je způsobeno nízkou korelací mezi hlavním a vedlejším snímkem, což může být způsobeno lesním porostem v dané lokalitě.

Předpoklad chybného rozbalení, a tedy i výskyt odlehlých hodnot, potvrzuje srovnání Pearsonova a Spearmanova korelačního koeficientu z tabulky 5.1. Jak bylo uvedeno v kapitole 4.5.4.2, Spearmanův korelační koeficient je robustnější srovnávací metoda, a není tedy tolik ovlivněn případnými chybami v porovnávaných veličinách. Na obrázku 5.4 je patrná přímá závislost mezi zkoumanými veličinami, což Spearmanův korelační koeficient svojí hodnotou 0,177 potvrzuje.



Obr. 5.4: Tandem 4 - Rozbalená referenční fáze DMT (vlevo nahoře), zabalená (vpravo nahoře) a rozbalená fáze diferenčního interferogramu před (vlevo dole) a po proložení rovinou (vpravo dole). Pearsonův korelační koeficient tohoto tandemu je 0.000, Spearmanův pak 0,177. Díky záporné kolmé základně má barevná škála opačný význam než veškeré zbývající tandemy.

Tandem 4 se odlišuje od všech ostatních tandemů. Význam barevné škály v obr. 5.4 je přesně opačný než ve zbývajících případech. Zde je pro DMT vysoká oblast červeně a nízká modře. Pro atmosférické zpoždění platí, že malé zpoždění je

reprezentováno modrou barvou, zatímco velké zpoždění červenou. To je způsobeno opačným znaménkem u velikosti kolmé základny.

Dále je na dvojici spodních snímků patrné, že proložením snímku rovinou byl odstraněn trend původního interferogramu.

5.4 Přímá míra závislosti – kladný korelační koeficient

Přímou závislost vykazuje tandem číslo 2. Kladný korelační koeficient znamená, že se vzrůstající výškou se zvětšuje i rozdíl atmosférického zpoždění mezi prvním a druhým měřením. Podrobně je princip tohoto jevu popsán v kapitole 3.2.8.

Na obr. 5.5 je patrné zvýšení rozdílu atmosférického zpoždění ve střední části interferogramu, a naopak výrazně nízké hodnoty v levém horním a pravém dolním rohu. Tato nevyváženost je pravděpodobně způsobena přechodem frontální oblačnosti. Pro lepší čitelnost snímku byl z originálního snímku vyroben negativ.



Obr. 5.5: Tandem 2 - Rozbalená fáze diferenčního interferogramu po proložení rovinou (vlevo) a negativ tohoto snímku (vpravo). Pearsonův korelační koeficient tohoto tandemu je 0.278.

5.5 Nepřímá závislost – záporný korelační koeficient

Jak již bylo řečeno např. v kapitole 3.2.7, nepřímá závislost byla při porovnávání rozdílu atmosférických zpoždění mezi dvěma měřeními a referenční fází DMT nejočekávanějším výsledkem. V případě použití Pearsonova či Spearmanova korelačního koeficientu jako srovnávacího kritéria nastal tento jev v pěti ze sedmi případů. Tandem číslo 5 vykazující nejvyšší míru závislosti byl již popsán v předchozí kapitole. Zbývající čtyři tandemy (1, 3, 6 a 7) vykazují nižší a střední míru nepřímé závislosti. Na obrázku 5.6 je můžeme vizuálně zhodnotit a porovnat s tabulkou 5.1. Zobrazeny jsou vždy konečné interferogramy po proložení rovinou a jejím následném odečtení. Pro lepší přehlednost je nad každým interferogramem uvedeno číslo tandemu a Pearsonův korelační koeficient.



Obr. 5.6: Tandem 1, 3, 6 a 7 - Konečné interferogramy po proložení rovinou a následném jejím odečtení.

6 Závěr

Úkolem této diplomové práce bylo zhodnotit vliv topografie na atmosférické zpoždění radarových signálů metodou radarové interferometrie. Podle teorie interferometrického měření a šíření radarového signálu atmosférou popsané v kapitolách 2 a 3 bylo předpokládáno, že mezi zkoumanými veličinami nastane závislost. Při použití Pearsonova korelačního koeficientu jako srovnávací metody tento jev potvrdilo šest ze sedmi testovaných tandemů. Když byla závislost zkoumána za pomoci Spearmanova korelačního koeficientu, byla korelace prokázána u všech sedmi tandemů. Výsledné korelační koeficienty obou metod jsou více méně shodné. Pouze u tandemu číslo 4 došlo k výraznému rozdílu, kdy výsledný Pearsonův korelační koeficient prokazoval naprostou nezávislost mezi zkoumanými veličinami (r=0), zatímco Spearmanův korelační koeficient prokázal nízkou míru přímé závislosti ($r_s=0,177$). Na základě dosažených výsledků byl stanoven předpoklad, že fáze interferogramu pro tandem 4 byla nesprávně rozbalena, což zapříčinilo takto nízkou míru korelace. Tuto teorii podporuje i vizuální porovnání s ostatními tandemy.

Pokud bychom rozdělili zbylých šest tandemů podle míry korelace, tak tři dosáhly míry závislosti střední až vyšší a tři projevily nižší míru korelace.

Z dosažených výsledků lze dospět k závěru, že mezi zkoumanými veličinami existuje závislost. K tomu, abychom to mohli prohlásit s naprostou určitostí, by testování muselo být provedeno na mnohem větším souboru měření.

Prokázaná míra závislosti je ovlivněna řadou negativních faktorů. Zkoumané území je silně pokryto vegetací, která snižuje korelaci mezi jednotlivými snímky a zvyšuje výskyt fázového šumu, který může vést až k chybnému rozbalení fáze. Fázový šum a chybné rozbalení nejen snižuje korelační koeficient mezi zkoumanými veličinami, ale zhoršují i možnost interpretace optických výstupů. Rozsah zobrazované rozbalené fáze je chybným rozbalením zvětšován a možnost rozpoznávání skutečných jevů v atmosféře z obrazových výstupů je tím snížena. Jako nevýhodné se z hlediska zkoumaných veličin jeví i relativně malé převýšení v rámci scény a prudké zvýšení nadmořské výšky terénu pouze ve směru severozápadním, tzn. z Mostecké pánve do Krušných hor. V opačném směru je nárůst nadmořské výšky pozvolný. Muselo být tedy vybráno území o velké rozloze (75 x 75 km a 30 x 75 km). Do konečných výsledků se pak mohou snadněji projevovat i jevy horizontálního charakteru, neboť není jisté, že na takto velkém území byly proložením rovinou účinně odstraněny. Ideálním terénem pro zkoumání závislosti topografické výšky a atmosférického zpoždění by byla osamělá hora s velkým a strmým převýšením, bez hustého pokrytí vegetací. Jako příklad můžeme uvést řecký Olymp.

Během testování bylo odhaleno, že použitý referenční model terénu nebyl zcela ideální. Model SRTM se totiž od skutečnosti v době pořizování tandemových snímků v některých oblastech liší. Rozdíly mezi DMT vypočítaným z interferometrické fáze tandemových snímků a DMT pořízeným během mise SRTM jsou způsobeny kombinací aktivní těžby v Mostecké pánvi a dlouhé časové základny mezi pořizováním tandemových snímků a misí SRTM. Navíc i samotný model obsahuje chybné body, které mohou při nevhodně zvolené interpolační metodě způsobovat chyby mnohokrát převyšující rozsah původního DMT. Při vhodně zvolené interpolační metodě ("nejbližší soused") sice chybné body taktéž ovlivnily referenční DMT, ale v následném zpracování bylo možné tyto body i jejich vliv odstranit.

Použití a vzájemné porovnání Pearsonova a Spearmanova korelačního koeficientu bylo přínosem zejména při odhalení chybného rozbalení fáze a ukázalo možnost způsobu testování "odlehlých" bodů.

V diplomové práci bylo prokázáno, že topografie snímaného území má vliv na atmosférické zpoždění. Dále bylo poukázáno na praktické problémy spojené s vyhodnocováním radarových dat a navrženo jejich řešení.

Literatura

- [1] Hanssen, R. F.: *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 2001.
- [2] Tarayre, H. Massonnet, D.: *Effects of refractive atmosphere on interferometric processing*. IGARSS'94, 1994, strana 717-719.
- [3] Tarayre, H. Massonnet, D.: Atmospheric propagation heterogenities revealed by ERS-1 interferometry. Geophysical research letters, vol. 23, No. 9, 1996, strana 989 – 992.
- [4] Hanssen, R. F. Lehner, S. Weinrich, I.: *Atmospheric heterogenities from ERS tandem SAR interferometry and sea surface images.* CEOS SAR Workshop, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 1998, strana 33-39.
- [5] Hanssen, R.F. Klees, R.: An empirical model for the assessment of DEM accuracy degradation due to vertical atmospheric stratification. Second International Workshop on ERS SAR Interferometry, `FRINGE99', Li`ege, Belgium, 1999, strana 5.
- [6] Hanssen, R.F. Feijt A.: *A first quantitative evaluation of atmospheric effects on SAR interferometry.* `FRINGE 96' workshop on ERS SAR Interferometry, Zuerich, Switzerland, 1996, strana 277-282.
- [7] Urban, P.: Detekce polohových změn zemského povrchu radarovou interferometrií. Disertační práce, ČVUT, Praha, 2005.
- [8] Čapková, I.: *Satellite orbit errors and their influence on interferograms*. Diplomová práce, ČVUT, Praha, 2005.
- [9] Girmala, M.: *Metody posúdenie kvality interferogramu*. Diplomová práce, ČVUT, Praha, 2006.
- [10] Capaliniová, K.: *Filtrace interferometrických dat*. Diplomová práce, ČVUT, Praha, 2006.
- [11] Chuwa, L.: Vyhodnocení chyb v začátku měření radarových dat pro interferometrii. Diplomová práce, ČVUT, Praha, 2006.
- [12] Katedra fyziky přírodovědecké fakulty Ostravské university informace o meteorologii: *http://artemis.osu.cz/Gemet/meteo2*.
- [13] DORIS: http://enterprise.lr.tudelft.nl/doris/usermanual/dorismanual.html.
- [14] MATLAB: http://www.mathworks.com/access/helpdesk/help/techdoc/matlab.html.

- [15] Dráhy družic: http://www.deos.tudelft.nl/ers/precorbs/orbits/.
- [16] Družicové systémy: *http://www.gisat.cz/content/cz/dpz/prehled-druzicovych-systemu*.
- [17] Informace o družicových systémech, misích a senzorech: *http://www.space-risks.com/SpaceData/index.php?id_page=2*.
- [18] Hampacher, M. Radouch, V.: *Teorie chyb a vyrovnávací počet 20.* Vydavatelství ČVUT, Praha, 1997.
- [19] Tarayre, H. Massonnet, D.: Atmospheric artifacts on interferograms.
 `FRINGE 96' workshop on ERS SAR Interferometry, Zuerich, Switzerland, 1996.
- [20] Moisseev, D. Hanssen, R. F. Sabater, J.: *Towards an atmosphere free interferogram.* IGARSS'03, 2003, strana 2977 - 2980.
- [21] Hanssen, R. F Klees, R.: *Applications of SAR interferometry in terrestrial and atmospheric mapping*. Workshop proceedings European Microwave Conference, Amsterdam, The Netherlands, 1998, strana 43-50.
- [22] Moisseev, D. N. Hanssen, R. F.: Influence of hydrometeors on InSAR observations. Proc. IGARSS, IEEE, Toulouse, France, 2003.
- [23] AMI: http://ceos.cnes.fr:8100/cdrom-00/ceos1/satellit/ers/ers/ears1300.htm.

Příloha A

Družice s radarem se syntetickou aperturou

Družice	ERS-1	ERS-2	RADAR SAT-1	RADAR SAT-2	ENVISAT	JERS-1	Terra SAR-X	COSMO SkyMed 1
Provozovatel	ESA	ESA	CSA - Canadian Space Agency	MDA (Kanada)	ESA	NASDA (Japonsko)	EADS Astrium, DLR (SRN)	ASI – Italián Space Agency
Start družice	25.7.1991	20.4.1995	4.11.1995	14.12.2007	28.2.2002	11.2.1992	15.6.2007	7.6.2007
Výška orbitu [km]	785	785	798	798	782	568	512	619
Úhel inklinace [°]	98,5	98,5	98,6	98,6	98,5	97,7	97.4	97,9
Perioda obletu [dní]	35	35	24	24	35	44	2	1
Ukončení mise	10.3.2000	Funkční	Funkční	Funkční	Funkční	12.10.1998	Funkční	Funkční
Spektrální pásmo	С	С	С	С	С	L	Х	X
Vlnová délka [cm]	5,7	5,7	5,7	5,5	5,6	23,5	3,1	3,1
Frekvence [GHz]	5,3	5,3	5,3	5,405	5,331	1,275	9,650	9,650
Polarizace	VV	VV	НН	HH, HV, VH, VV	HH, VV	НН	HH, HV, VH, VV	HH, HV, VH, VV
Úhel pohledu [°]	23	23	10- 59	16,5- 60	15-45	38	15-55	38
Záběr senzoru [km]	100	100	50 - 500	10-500	5 - 406	75	10-100	10-200
Rozlišení snímku [m]	25	25	8, 25, 30, 35, 50, 100	3, 8, 12, 18, 25, 30, 40, 50, 100	30	18	1, 3, 16	1, 5, 15, 30, 100
Perioda snímání [dní]	35	35	3	3	35	44	3	5

Tabulka: Základní parametry družic s radarem se syntetickou aperturou. Zdroj dat [16] a [17].