

Zeitschrift: Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik : VPK = Mensuration, photogrammétrie, génie rural

Herausgeber: Schweizerischer Verein für Vermessung und Kulturtechnik (SVVK) = Société suisse des mensurations et améliorations foncières (SSMAF)

Band: 89 (1991)

Heft: 6

Artikel: Deterministische und stochastische Ionosphärenmodelle

Autor: Wild, U. / Beutler, G.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-234589>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 20.02.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Deterministische und stochastische Ionosphärenmodelle

U. Wild, G. Beutler

Permanent betriebene GPS (Global Positioning System)-Empfänger zur Bestimmung genauer Satellitenbahnen erlangen für Fundamentalstationen immer grössere Bedeutung. Neben der Bahnbestimmung können die registrierten Daten auch zur Berechnung von deterministischen und stochastischen Ionosphärenmodellen verwendet werden. Der vorliegende Artikel beschreibt die bei der Modellierung verwendeten Ansätze und präsentiert Resultate.

Les récepteurs de GPS (Global Positioning System) en fonction permanente pour la détermination des orbites de satellites deviennent de plus en plus importants pour les stations fondamentales. A part la détermination des orbites les mêmes données peuvent être utilisées pour calculer des modèles ionosphériques. Cet article décrit les modèles choisis et présente les résultats obtenus.

1. Einleitung

In den nächsten Jahren wird die schweizerische astronomisch-geodätische Fundamentalstation Zimmerwald mit einem permanent betriebenen GPS (Global Positioning System)-Empfänger ausgerüstet. GPS ist ein satellitengestütztes Navigationssystem, das neben den Echtzeitanwendungen in der Navigation auch für geodätische Aufgaben eingesetzt werden kann (siehe z.B. Beutler et al., 1986, Gurtner, 1986). Bei dem Ausbau der Station Zimmerwald arbeiten das Astronomische Institut der Universität Bern (AIUB) und das Bundesamt für Landestopographie eng zusammen.

Die Hauptaufgabe einer solchen permanenten GPS-Station liegt sicher in der Bestimmung einer genauen Referenzposition für die Landesvermessung und in der Bahnbestimmung der GPS-Satelliten. Am AIUB werden zu diesem Zweck Programme zur hochautomatisierten Bahnbestimmung unter Verwendung von GPS-Phasemessungen entwickelt. Neben den Positions- und Bahnbestimmungsprogrammen sind aber auch Programme zur Beurteilung der Ionosphäre in deterministischer und stochastischer Hinsicht in Bear-

beitung. Diese für den Batch-Betrieb konzipierten Programme benutzen die gleichen Daten wie die Positions- und Bahnbestimmungsprogramme und erzeugen laufend Ionosphärenmodelle. Diese Modelle können im Sinne einer Dienstleistung an interessierte Kreise (z.B. GPS-Benutzer, Geophysiker) weitergegeben werden.

2. Kurze Einführung in die Physik der oberen Atmosphäre

Auf dem Weg vom Satelliten zum Empfänger durchquert das GPS-Signal die Atmosphäre, wobei es von den einzelnen Schichten der Atmosphäre in verschiedener Art und Weise beeinflusst wird. Die Angaben in diesem Abschnitt sind im wesentlichen (Kertz, 1971) entnommen.

Tabelle 1 gibt einen Überblick über die Gliederung der Atmosphäre:

Als obere Atmosphäre bezeichnet man den Teil der Lufthülle der Erde oberhalb von ca. 50 km Höhe. Die häufigsten Gase in dieser Region sind Stickstoff (N_2), mole-

kularer (O_2) und atomarer (O) Sauerstoff. Die einfallende Sonnenstrahlung bewirkt eine Ionisation dieser Gase, d.h. aus den Sauerstoff- und Stickstoffmolekülen werden Elektronen freigesetzt. Den Bereich der Atmosphäre, in dem ionisierte Gase und freie Elektronen auftreten, bezeichnet man als Ionosphäre. Sie erstreckt sich von 50 km bis ca. 1000 km Höhe. Die Anzahl und die räumliche Verteilung der freien Elektronen in der Ionosphäre sind abhängig von der Intensität der einfallenden Strahlung und von der Dichte des ionisierbaren Gases. Für die Ionisation von verschiedenen Gasen werden unterschiedliche Energien (bzw. Wellenlängen) benötigt. Da die Strahlung je nach Wellenlänge in unterschiedlicher Höhe absorbiert wird, werden die einzelnen Gase in verschiedenen Höhen ionisiert. Dies führt zu einem schichtartigen Aufbau der Ionosphäre.

Die Ionosphäre ist kein starres Gebilde, sondern ist starken zeitlichen und räumlichen Schwankungen unterworfen: schematisch kann man sie sich als Gasglocke vorstellen, die die Erde dem Sonnenstand folgend umkreist. Am Mittag ist die Anzahl der freien Elektronen um ein Vielfaches grösser als während der Nacht. Definiert man den totalen Elektronengehalt als die Anzahl der Elektronen, die sich in einem Zylinder von 1 m^2 Grundfläche zwischen Empfänger und Satellit befinden, so schwankt dieser totale Elektronengehalt von etwa $0,5 \times 10^{17}$ (Nacht) bis maximal etwa $10\text{--}20 \times 10^{17}$.

Aus der Abhängigkeit vom Sonnenstand ergeben sich auch die räumlichen Variationen: in niederen Breiten ist die Ionosphäre viel ausgeprägter als in gemässigten oder hohen Breiten. Dies erklärt sich dadurch, dass in niederen Breiten die Sonnenstrahlung viel direkter (im Extremfall rechtwinklig) auf die obere Atmosphäre einfällt und damit auch mehr Ionisationsprozesse auslöst.

Neben den durch den Sonnenstand verursachten jahres- und tageszeitlichen Schwankungen treten in der Ionosphäre noch weitere, durch die Sonnenaktivität verursachte, Variationen auf. Ein gutes Mass für die Aktivität der Sonne ist die Anzahl der Sonnenflecken, die eine deutliche Periode von 11 Jahren zeigt. In Zeiten mit vielen Sonnenflecken ist auch die Wahrscheinlichkeit für eine Sonneneruption grösser. Bei solchen Eruptionen werden Teilchen in den interplanetaren Raum geschleudert, die dann als solare Partikelstrahlung auf die obere Erdatmosphäre treffen. Dabei werden in der Atmosphäre elektrische Ströme induziert, die zu Störungen in der Ionosphäre führen. Diese Ionosphärenströme führen ihrerseits zu Schwankungen im Erdmagnetfeld, die am Boden als Variationen der einzelnen Magnetfeldkomponenten gemessen werden können.

Höhe (in km)	Name der Schicht	Elektronendichte (pro cm^3)	
		Nacht	Tag
0– 10	Troposphäre	–	–
10– 50	Stratosphäre	–	–
50– 70	Mesosphäre	10^3	10^3
70– 500	Thermosphäre	10^5	10^7
ab 500	Exosphäre	10^4	10^6

Tab. 1: Gliederung und Nomenklatur der Atmosphäre.

3. Einfluss der Ionosphäre auf die GPS-Messungen und -Resultate

Die GPS-Satelliten senden Signale auf zwei verschiedenen Trägerfrequenzen: $L_1 = 1575,42$ MHz und $L_2 = 1227,60$ MHz. GPS-Messungen können grundsätzlich auf zwei verschiedene Arten erfolgen:

- (1) Messung der Trägerwelle (Phasemessung)
- (2) Messung eines der Trägerwelle aufmodulierten Signals (Codemessung).

Die Ionosphäre ist ein dispersives Medium, d.h. die Ausbreitungsgeschwindigkeit von elektromagnetischen Wellen und damit auch der Refraktionsindex sind von der Frequenz abhängig. Die Trägerwelle breitet sich mit der Phasengeschwindigkeit aus, während sich das aufmodulierte Signal mit der Gruppengeschwindigkeit fortpflanzt. Daraus erklären sich die unterschiedlichen Vorzeichen in den Formeln für die ionosphärische Distanzkorrektur ds_{ion} für GPS-Messungen (Spilker, 1980):

$$ds_{ion} = \frac{\pm 40.3 \cdot E}{f_i^2} \quad (1)$$

mit

E : Anzahl freie Elektronen im Zylinder mit 1 m^2 Grundfläche zwischen Empfänger und Satellit

f_i : Frequenzen $i = 1, 2$ der beiden GPS-Trägerwellen

+: Vorzeichen für Code

-: Vorzeichen für Phase

Da für geodätische Anwendungen nur Phasemessungen von Bedeutung sind, soll im folgenden unter einer GPS-Messung immer eine Phasemessung verstanden werden.

Eine nicht modellierte Ionosphäre führt zu einer Verkürzung der gemessenen Distanz. Eine genauere Analyse (vgl. Beutler et al., 1987, Santerre, 1989) zeigt, dass zwischen dem relativen Fehler d/l (in ppm) einer Basislinie der Länge l und dem totalen Elektronengehalt E folgender genäherter Zusammenhang gilt:

$$\frac{d/l}{l} \approx -0.7 \times 10^{-17} \cdot E \quad (2)$$

Wie erwähnt liegt die Grössenordnung von E zwischen 0.5×10^{17} in der Nacht und 10×10^{17} am Tag. Daraus ergeben sich (bei nicht modellierter Ionosphäre) Massstabsfaktoren von 0.35 – 7 ppm.

4. Zustand der Ionosphäre für verschiedene Gebiete der Erde

Allgemein gültige Aussagen über ionosphärische Bedingungen zu machen ist äusserst schwierig, wie die folgenden Abbildungen zeigen. Die Abbildungen sind jeweils in einen Typ a) und einen Typ b) unterteilt: Typ a) zeigt die L_4 -Linearkombination (= Differenz zwischen den Trägerphasen L_1 und L_2 (in cm)). Diese Differenz entspricht direkt der Differenz der ionosphärischen Refraktion für L_1 und L_2 (+ 1 additive Konstante für Phasemessungen) für die Beobachtungen zu einem Satelliten. Auf der Abszisse ist die Zeit zwischen Aufgang und Untergang des Satelliten aufgetragen, während die Ordinate die ionosphärische Refraktion (in cm) darstellt. Typ b) stellt die Änderung der ionosphärischen Refraktion pro Minute dar.

5. Ansätze zur Modellierung der Ionosphäre

5.1 Deterministische Ionosphärenmodelle

Ein zweckmässiges Ionosphärenmodell ist das sogenannte «single-layer»-Modell, das auf der Annahme beruht, dass alle freien Elektronen in einer infinitesimal dicken Schicht in der Höhe H über der Erdoberfläche konzentriert sind.

Daraus ergibt sich für die ionosphärische Distanzkorrektur die folgende Formel (vgl. (1)):

$$\Delta \rho_{ion} = \frac{-40.3 \cdot E_s}{f_1^2 \cdot \cos^2 z'} \quad (3)$$

E_s ist die Elektronendichte (Anzahl/m²) im Punkt P des single Layers L.

Wie (Georgiadou und Kleusberg, 1988) stellen wir die totale Elektronendichte E_s als Funktion des Stundenwinkels s der Sonne (Stundenwinkel der Sonne = Winkel zwischen Ortsmeridian und Sonne) und der Breite ϑ als Taylorreihe dar:

$$E_s(s, \vartheta) = E_{00} + E_{10}(s-s_0) + E_{01}(\vartheta-\vartheta_0) + E_{11}(s-s_0)(\vartheta-\vartheta_0) + \dots \quad (4)$$

mit $E_{00} = E_s(s_0, \vartheta_0)$

$$E_{ik} = \frac{1}{i! \cdot k!} \cdot \frac{\partial^{i+k} E_s}{\partial s^i \cdot \partial \vartheta^k} \Big|_{s_0, \vartheta_0}, \quad i=0, 1, \dots; \quad k=0, 1, \dots$$

Bemerkungen zu den Abbildungen 1a–3b:

- 1a) Dargestellt ist die L_4 -Linearkombination (L_1-L_2 in cm) für einen Satellitendurchgang während der Grönland-Kampagne von 1987. Die Grössenordnung der ionosphärischen Refraktion liegt bei 1.5 m. Diese Kurve kann als «Normalfall» für Jahre kleiner Sonnenaktivität angesehen werden (auch für die Schweiz).
- 1b) Die Änderungen der ionosphärischen Refraktion pro Minute betragen einige Zentimeter. Dies ist eine typische Grössenordnung für ruhige Ionosphärenbedingungen.
- 2a) Für eine Beobachtungskampagne, die im April 1988 auf den Inseln von Hawaii durchgeführt wurde, wird hier die zu Abbildung 1a) analoge Darstellung gegeben. Auffallend ist die Grössenordnung: in Grönland lagen die Werte bei ca. 1.5 m, hier beobachtet man Werte in der Grössenordnung von 7 – 8 m, was durch die unterschiedliche geographische Breite zu erklären ist.
- 2b) Änderung der ionosphärischen Refraktion pro Minute (Hawaii 1988). Auffallend wiederum die kleine Streuung.
- 3a) Ionosphärische Refraktion für den 25. Juli 1987, Grönland-Kampagne. Während der Zeit der Beobachtungen traten sehr starke kurzperiodische zeitliche und örtliche Störungen auf, bedingt durch verstärkte Sonnenaktivität und die damit verbundenen Ionosphären- und Erdmagnetfeldstörungen (vgl. Beutler et al., 1988).
- 3b) Änderung der ionosphärischen Refraktion pro Minute für den 25. Juli 1987, Grönland-Kampagne. Die Änderungen liegen nicht mehr im Bereich von einigen Zentimetern, sondern in der Grössenordnung von Dezimetern pro Minute. Die kurzperiodischen Änderungen dominieren die langsame, regelmässige Variation.

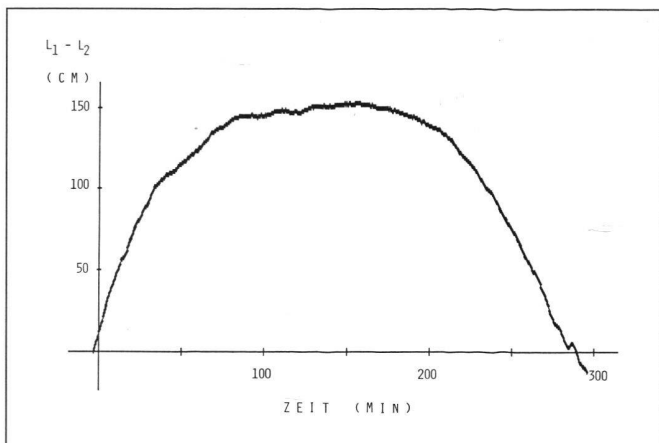


Abb. 1a: 26. Juli 1987, Grönland; L_1-L_2 (cm), Satellit 8.

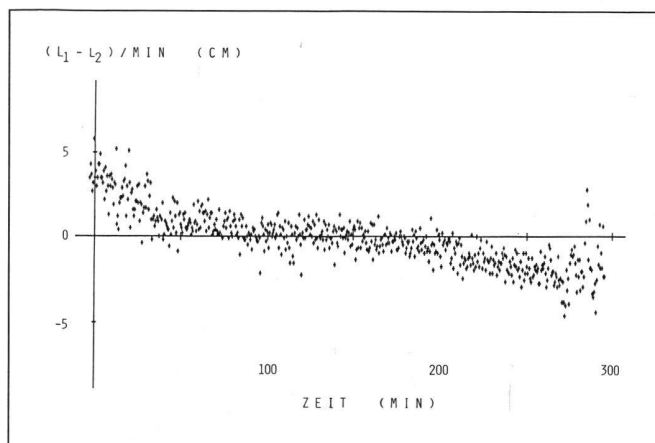


Abb. 1b: Änderung der ionosphärischen Refraktion; $\Delta(L_1-L_2)$ /Minute.

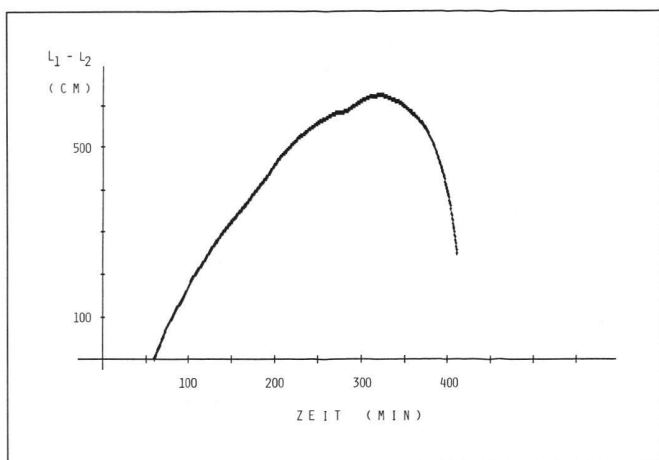


Abb. 2a: 14. April 1988, Hawaii; L_1-L_2 (cm), Satellit 9.

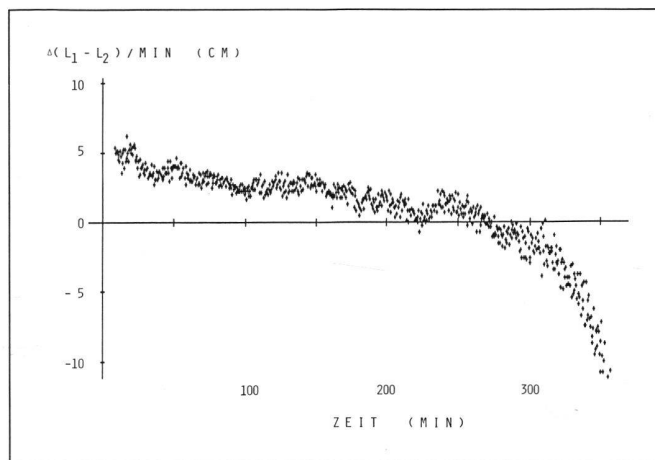


Abb. 2b: Änderung der ionosphärischen Refraktion; $\Delta(L_1-L_2)$ /Minute.

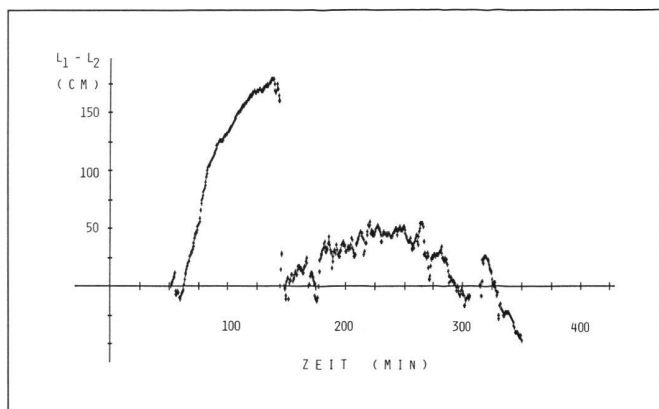


Abb. 3a: 25. Juli 1987, Grönland; L_1-L_2 (cm), Satellit 8.

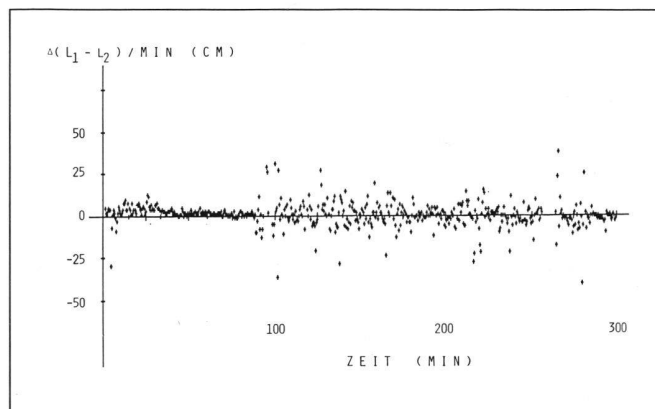


Abb. 3b: Änderung der ionosphärischen Refraktion; $\Delta(L_1-L_2)$ /Minute.

Als Ursprung der Taylorentwicklung werden der Stundenwinkel s_0 für die Mitte der Session und die mittlere Länge der Stationen, sowie die mittlere Breite Φ_0 aller Stationen verwendet.

Die unbekannt Parameter E_{ik} und die additiven Konstanten (für Phasenmessungen) werden in einer Ausgleichung sämtli-

cher Beobachtungen zu sämtlichen Satelliten aus der L_4 -Linearkombination geschätzt.

5.2 Stochastische Ionosphärenmodelle

Die Änderungen der Differenzen (L_1-L_2) pro Zeiteinheit (z.B. pro Minute, siehe Ab-

bildungen 1b, 2b und 3b) lassen sich, nach Abzug des deterministischen Modellanteils und nach Reduktion auf den Zenit, als Messungen der Stochastik der Ionosphäre interpretieren. Zur quantitativen Beurteilung dieses Anteils wurde von (Beutler et al., 1988) folgendes Mass vorgeschlagen:

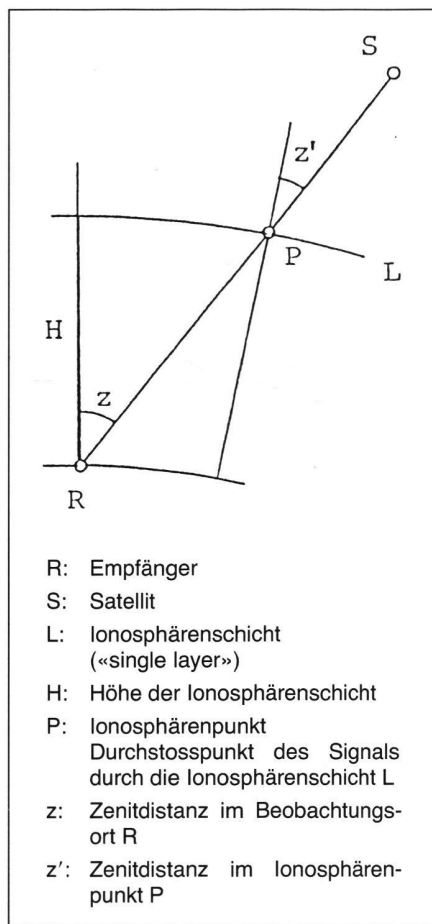


Abb. 4: Single Layer-Modell.

fluss der Ionosphäre weitgehend auf, da die Signale zweimal praktisch die «gleiche» Ionosphäre durchlaufen. Mit zunehmender Länge d der Basislinie werden die Ionosphärenverhältnisse für die beiden Signalwege immer verschiedener, bis schliesslich bei $d \approx d_0$ überhaupt keine Korrelation mehr vorhanden ist und sich die Masse m_i beider Stationen quadratisch addieren. Bildet man den Quotienten $f = dm_i / m_i$ und trägt diesen als Funktion der Länge der Basislinie auf, so erhält man eine Kurve der folgenden Form:

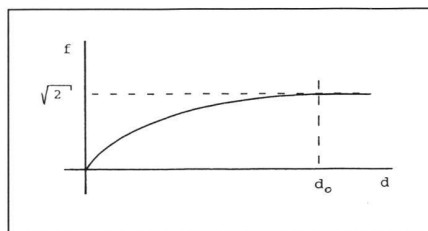


Abb. 5: Räumliche Dekorrelation der Ionosphäre; d : Länge der Basislinie, d_0 : Dekorrelationslänge.

Ein besserer Ansatz zur stochastischen Modellierung besteht darin, die nach Abzug des Modellanteils verbleibenden Residuen der L_4 - Beobachtungen als eine Zeitreihe aufzufassen, für die sich nach der folgenden Formel eine Korrelationsfunktion berechnen lässt:

Formel (7)

Die Hauptaussage solcher Korrelationsfunktionen ist der Abstand der ersten Nullstelle vom Nullpunkt $\Delta t = 0$. Dieser entspricht der Zeit, nach der sich die Bedingungen in der Ionosphäre dekorreliert haben.

6. Resultate

6.1 Deterministische Modellierung

Wie im Abschnitt 3 dargestellt, ist der Haupteffekt einer nicht modellierten Ionosphäre ein Massstabsfaktor von bis zu einigen ppm. Zur Überprüfung der berechneten deterministischen Ionosphärenmodelle wurde untersucht, ob durch die Verwendung des Modells diese Massstabsfaktoren eliminiert werden konnten oder nicht. Mit der Berner Software Version 3.2 wurden für 4 verschiedene Kampagnen die folgenden Lösungen berechnet:

Unter Verwendung der ionosphärenfreien Linearkombination L_3 wurde eine von der Ionosphäre unabhängige Referenzlösung berechnet. Sodann wurden Lösungen mit Linearkombinationen erstellt, in denen der Einfluss der Ionosphäre nicht herausfällt. Für jede Lösung wurde eine Variante mit und eine Variante ohne Ionosphärenmodell berechnet. Beide Varianten wurden schliesslich mittels einer Helmert-Transformation (3 Translationen, 3 Rotationen, 1 Massstabsfaktor) mit der Referenzlösung verglichen.

In der Tabelle 2 sind die Resultate der Helmert-Transformationen der einzelnen Lösungen auf die jeweilige Referenzlösung zusammengestellt:

siehe Tabelle 2

Es zeigt sich, dass in allen vier Fällen der Massstabsfaktor durch die Verwendung eines Ionosphärenmodells weitgehend eliminiert werden konnte. Das «single layer»-Modell liefert unter den verschiedenartigsten Ionosphärenbedingungen brauchbare Ergebnisse.

$$m_i = \frac{f_2^2}{(f_1^2 - f_2^2)} \cdot \sqrt{\text{Varianz der Änderungen in } (L_1 - L_2) \text{ pro Minute in Zenitrichtung}} \quad (5)$$

$$dm_i = \frac{f_2^2}{(f_1^2 - f_2^2)} \cdot \sqrt{\text{Varianz der Änderungen in } (L_1 - L_2) \text{ pro Minute in Zenitrichtung (auf «single difference» Stufe)}} \quad (6)$$

Durch Multiplikation mit dem Vorfaktor $f_2^2 / (f_1^2 - f_2^2)$ erhält man direkt die Änderungen in L_1 pro Minute. Diese Änderungen liegen (wenigstens für «normale» Ionosphärenverhältnisse) in der Grössenordnung von einem Zentimeter.

Ganz analog lässt sich auch für sog. «single difference»-Messungen, d.h. Differenzen zwischen zwei Stationen ein Mass dm_i definieren:

Formel (6)

Das differentielle Mass dm_i dient der Untersuchung der räumlichen Dekorrelation der ionosphärischen Refraktion: auf einer kurzen Basislinie hebt sich durch die Differenzbildung der Beobachtungen der Ein-

$$c(\Delta t) = \frac{\sum_{i=1}^n r(t_i) \cdot r(t_i + \Delta t)}{n} \quad (7)$$

mit

Δt : $t_i - t_j$

$c(\Delta t)$: Wert der Korrelationsfunktion an der Stelle Δt

$r(t_i)$: L_4 -Residuum zum Zeitpunkt t_i

$r(t + \Delta t)$: L_4 -Residuum zum Zeitpunkt $t + \Delta t$

n : Anzahl mögliche Paare $(t_i, t_i + \Delta t)$

Kampagne	Lösung	ohne Modell		mit Modell	
		RMS (m)	Masstab (mm/km)	RMS (m)	Masstab (mm/km)
Granit	L ₁	0,016	0.5 +- 0.04	0,016	-0.1 +- 0.1
Turtmann	L ₁	0,009	4.1 +- 0.9	0.009	-0.3 +- 0.9
Grönland	L ₅	0,012	-0.9 +- 0.3	0.010	0.0 +- 0.2
Hawaii	L ₅	0,130	-2.4 +- 0.2	0.130	-0.1 +- 0.2

Tab. 2: Resultate der Helmert-Transformation (mittl. Transformationsfehler / Masstabsfaktor).

6.2 Stochastische Modellierung

Das stochastische Verhalten der Ionosphäre wurde für die Grönland-Kampagne 1987 untersucht.

In Tabelle 3 sind die Änderungen der ionosphärischen Refraktion pro Minute für die Station Base an 4 verschiedenen Tagen dargestellt.

Während unter normalen ionosphärischen Bedingungen die mittleren Änderungen der ionosphärischen Refraktion (nach Abzug des Modellanteils) bei ca. 1 cm liegen, treten hier doch signifikant höhere Werte auf. Das bedeutet, dass die kurzperiodischen Schwankungen in den Daten durch ein Modell nicht mehr erfasst werden konnten. Dass das verwendete deterministische Modell an sich in Ordnung ist, lässt sich daran erkennen, dass der systemati-

In den Abbildungen 6 und 7 sind für zwei verschiedene Tage der Grönland-Kampagne die Korrelationsfunktionen für einen Satelliten dargestellt. Am 26. Juli 1987 (Abb. 6) herrschten «normale» Ionosphärenverhältnisse, während am 25. Juli 1987 (Abb. 7) sehr starke kurzperiodische Schwankungen beobachtet wurden (vgl. Tab. 3).

Der Unterschied zwischen den beiden Tagen ist eindeutig: während sich am 26. Juli 1987 (Abb. 6) die ionosphärischen Bedingungen nach ca. 50 Minuten dekorrelieren, ist am 25. Juli 1987 (Abb. 7) praktisch keine Korrelation (Dekorrelation nach 1–2 s) Einfluss der Ionosphäre (Masstabsfaktor) auch bei der Grönland-Kampagne durch unser Modell eliminiert werden konnte (vgl. Tabelle 2).

Station	Datum	Änderung der ionosphärischen Refraktion in L ₁ /Minute (cm)					Mittel
		Satellitennummer					
		6	8	11	12	13	
Base	23.07.87	2	4	4	3	1	3
Base	24.07.87	5	6	5	1	5	5
Base	25.07.87	4	6	1	3	2	3
Base	26.07.87	1	1	2	2	4	2

Tab. 3: Grönland-Kampagne 1987; m_i-Werte (mit Modellkorrektur).

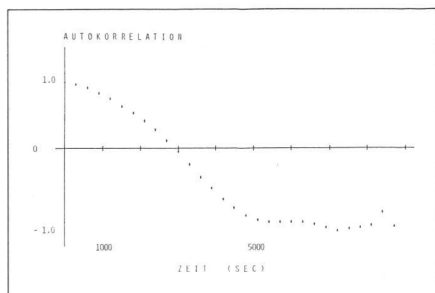


Abb. 6: Zeitliche Korrelation der L₄-Residuen, Satellit 6 (normale Ionosphärenverhältnisse).

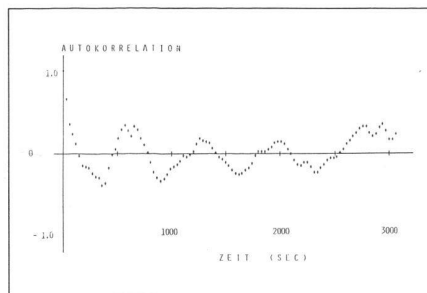


Abb. 7: Zeitliche Korrelation der L₄-Residuen, Satellit 6, (starke kurzperiodische Schwankungen).

Minuten) festzustellen. Rechnet man diese Zeiten auf Distanzen um, so ergeben sich folgende Aussagen: am 26. Juli 1987 (normale Verhältnisse) kann über Distanzen von 500–1000 km mit ähnlichen Ionosphärenverhältnissen gerechnet werden, während am 25. Juli 1987 bereits nach 20–30 km völlig verschiedene Bedingungen herrschen.

Literaturverzeichnis:

Beutler, G., M. Rothacher (1986): «Auswertung der 1984-Alaska-GPS-Kampagne». Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik 6/86.

Beutler, G., I. Bauersima, A. Geiger, W. Gurtner, M. Rothacher, T. Schildknecht (1987): «Atmospheric Refraction and other important Biases in GPS Carrier Phase Observations». Mitteilungen der Satelliten-Beobachtungsstation Zimmerwald, Nr. 22.

Beutler, G., W. Gurtner, U. Hugentobler, M. Rothacher, T. Schildknecht, U. Wild (1988): «Ionosphere and GPS Processing Techniques». Paper presented at the 1988 Champan Conference on the Use of GPS for Geodynamics, Ft. Lauderdale, USA.

Campos, M.A., G. Seeber, G. Wübbena (1989): «Positioning with GPS in Brazil». Proceedings of the 5th International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Vol. I, pp. 526–534, Las Cruces, New Mexico.

Gurtner, W. (1986): «GPS-Testmessungen auf dem CERN-LEP-Kontrollnetz». Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik 6/86.

Hartmann, G.K., R. Leitinger (1984): «Range errors due to ionospheric and tropospheric effects for signal frequencies above 100 MHz». Bulletin Geodesique 58, pp. 109–136.

Georgiadou, Y. und A. Kleusberg (1988): «On the Effect of Ionospheric Delay on Geodetic Relative Positioning». Manuscripta Geodaetica, Vol. 13, no. 1, pp. 1–8.

Kertz, W. (1971): «Einführung in die Geophysik II», BI-Hochschultaschenbuch, Bd. 535, Mannheim.

Santerre, R., (1989): «GPS Satellite Sky Distribution: Impact on the Propagation of Some Important Errors in Precise Relative Positioning». Ph.D. Thesis, Dept. of Surveying Engineering, University of New Brunswick.

Seeber, G. (1989): «Satellitengeodäsie». Walter de Gruyter, Berlin/New York.

Spilker, J.J. (1980): «GPS Signal Structure and Performance Characteristics». GPS Papers published in Navigation, Vol. 1, pp. 19–54, Institute of Navigation, Washington D.C.

Adresse der Verfasser:

Dipl. Ing. Urs Wild
Prof. Dr. G. Beutler
Astronomisches Institut
der Universität Bern
Sidlerstrasse 5
CH-3012 Bern