



UNIVERSITÄT BAYREUTH

Abt. Mikrometeorologie

**Die Verwendung des footprint-Modells nach
SCHMID (1997) zur stabilitätsabhängigen
Bestimmung der Rauigkeitslänge**

Mathias Göckede

Arbeitsergebnisse

Nr. 15

Bayreuth, März 2001

Arbeitsergebnisse, Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, Print, ISSN 1614-8916
Arbeitsergebnisse, Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, Internet, ISSN 1614-8924
<http://www.bayceer.uni-bayreuth.de/mm/>

Eigenverlag: Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie
Vervielfältigung: Druckerei der Universität Bayreuth
Herausgeber: Prof. Dr. Thomas Foken

Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie
D-95440 Bayreuth

Die Verantwortung über den Inhalt liegt beim Autor.

Die Verwendung des footprint-Modells nach SCHMID (1997) zur stabilitätsabhängigen Bestimmung der Rauigkeitslänge

1 Einleitung

Bei der Modellierung von Austauschströmen in der atmosphärischen Bodenschicht wird für die Berechnung meist vorausgesetzt, dass die Oberfläche weitgehend homogen und mehr oder weniger flach ist. Die meisten meteorologischen Experimente werden daher an Standorten durchgeführt, die diese Eigenschaften erfüllen, denn in diesem Fall können die Charakteristika der Turbulenz gut nachvollzogen werden. Will man die unter solchen idealen Bedingungen gewonnenen Parametrisierungsansätze übertragen auf komplexer gegliederte Umgebungen, muss auch deren räumliche Heterogenität berücksichtigt werden. Im typischen ländlichen Raum liegen beispielsweise Flächen unterschiedlicher Landnutzung in einer Art Flickenteppichmuster nebeneinander. Dabei haben Wälder völlig andere Einflüsse auf das Windfeld als Ackerflächen oder Weiden, was sich in voneinander abweichenden Rauigkeitslängen widerspiegelt. Zudem kann sich jede Landnutzungsart anders auf den fühlbaren Wärmestrom auswirken, da in Abhängigkeit sowohl von der Vegetationsart und –zusammensetzung als auch von den Feuchtebedingungen des Untergrundes unterschiedliche Quellen bzw. Senken für Wärme entstehen.

Generell tendieren die Turbulenz-Charakteristika in der atmosphärischen Bodenschicht immer gegen ein Gleichgewicht mit den Bedingungen der Unterlage. Ist das Gelände aber nicht einheitlich, sondern weist Veränderungen in seiner generellen Gestalt auf, können die Messungen nicht auf die Eigenschaften des Standorts selbst bezogen werden. Denn unter dem Einfluss von horizontaler Advektion und vertikaler Diffusion werden meteorologische Messungen nicht nur von einem Punkt an der Oberfläche beeinflusst, sondern von einer möglicherweise sehr großen Region, dem Quellgebiet. Demnach repräsentiert eine solche Messung das räumliche Mittel vieler Einzelquellen eines weiter entfernten Bereichs entgegen der Windrichtung. Die Abgrenzung und Gewichtung dieses Einflussgebiets der Unterlage auf einen Sensor, welcher sich in einer bestimmten Höhe über Grund an der betreffenden Position befindet, ist das Untersuchungsziel der sogenannten ‚footprint-Analysen‘. Das berechnete Areal wird als Quellgebiet der Bodeneigenschaften für einen spezifischen Messpunkt, im Englischen ‚source-area‘, bezeichnet. Bezüglich des fühlbaren Wärmestroms beispielsweise enthält diese source-area alle Quellen oder Senken für Wärme, welche die Luftpakete beeinflussen, die das Messgerät passieren. Lage und Dimension des Gebiets verändern sich ständig in Abhängigkeit von Windrichtung und –geschwindigkeit sowie den Stabilitätsbedingungen der atmosphärischen Schichtung. Sind diese Parameter bekannt, so kann man anhand einer geeigneten Gewichtungsfunktion den innerhalb liegenden Flächen ihren jeweiligen Einfluss am Gesamteffekt zuordnen. Die Berechnung des in Frage kommenden Parameters, beispielsweise des fühlbaren Wärmestroms, erfolgt durch Integration über diese Funktion. Sie wird nach SCHMID (1994) einheitlich als ‚source weight function‘ oder Queldichtefunktion bezeichnet, nachdem vor dieser festen Definition auch der synonyme Ausdruck ‚footprint function‘ verwendet worden war.

Mit Hilfe der footprint-Analysen können also die Regionen der Bodenoberfläche identifiziert und in ihrem Einfluss bewertet werden, die ein Sensor tatsächlich im aerodynamischen Sinne ‚sieht‘. Voraussetzung für diese Theorie ist nach SCHMID & OKE (1990) allerdings, dass das Strömungsfeld auf

seinem Weg von der source-area zum Messstandort nicht nachhaltig gestört worden ist. Sowohl der mittlere Fluss als auch die turbulente Durchmischung sollten daher stationär und homogen sein. Da diese Bedingung über Regionen mit Vegetations- oder Rauigkeitswechseln kaum realisierbar ist, muss vor jeder Anwendung der footprint-Modelle überprüft werden, ob das betreffende Gebiet die geforderten Anforderungen erfüllt, und inwieweit sich Störungen auf die Verlässlichkeit der Resultate auswirken. Des weiteren können nur Parameter modelliert werden, die sich passiv in einem homogenen Diffusionsfeld ausbreiten. Die source-area bezieht sich nur auf ein Gebiet am Erdboden, welches die turbulenten Austauschprozesse beeinflusst, Produktion oder Vernichtung in der Atmosphäre selbst werden nicht mit berücksichtigt.

In der vorliegenden Untersuchung wurde ein footprint-Modell dazu verwendet, die effektive Rauigkeitslänge für einen Sensor in beliebiger Höhe unter verschiedenen meteorologischen Bedingungen zu berechnen. Da das Quellgebiet für die Messgeräte an unterschiedlichen Höhen eines Mastes in seinen Dimensionen variiert, können sich in heterogenen Umgebungen auch die ermittelten Rauigkeitswerte stark voneinander unterscheiden. Die individuelle Bestimmung der Bodenrauigkeits-Einflüsse für jede Höhe soll beispielsweise ermöglichen, ein Windprofil zu berechnen, für welches die komplexen Auswirkungen einer uneinheitlichen Unterlage berücksichtigt worden sind.

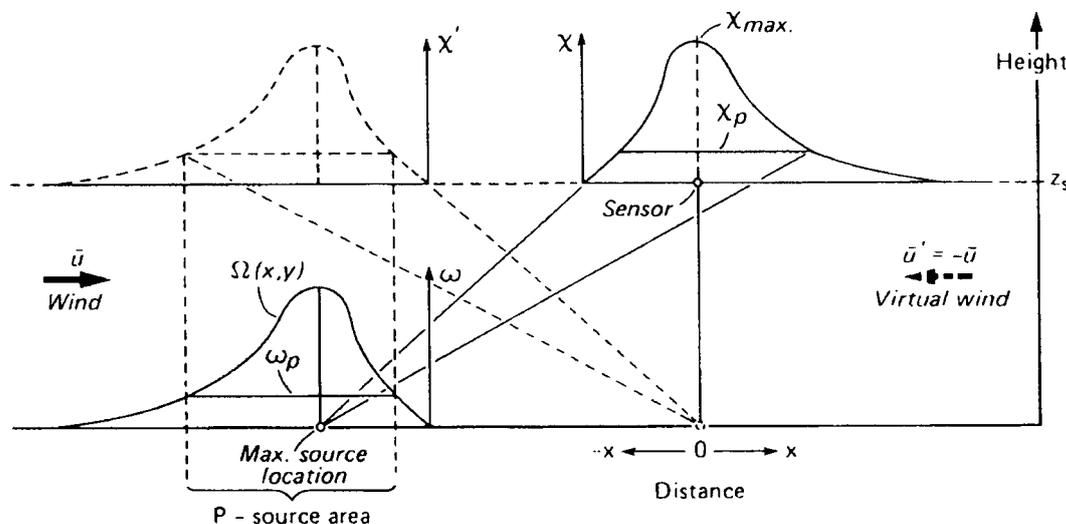
Unterschiedliche Varianten von footprint-Analysen wurden in den vergangenen Jahren von mehreren Autoren vorgestellt. Zu erwähnen sind hier die Ansätze nach SCHUEPP et al. (1990), LECLERC & THURTELL (1990), HORST & WEIL (1992, 1994) sowie SCHMID (1994, 1997). Der hier verwendete Berechnungsansatz stammt von SCHMID (1997). Er soll im folgenden Abschnitt näher vorgestellt werden.

2 Das footprint-Modell nach SCHMID (1997)

Das im folgenden Abschnitt vorgestellte footprint-Modell wurde von SCHMID & OKE (1990) entwickelt, weitere Nachbesserungen führten zu modifizierten Versionen nach SCHMID (1994) und SCHMID (1997). Es basiert auf dem Grundgedanken der Gauss'schen Diffusion, die einen passiven Parameter in einem horizontal homogenen atmosphärischen Strömungsfeld verteilt. Unter dieser Annahme emittiert eine künstliche Punktquelle eine Fahne in die unterste Luftschicht, welche sich im Verlauf des Transports immer mehr ausbreitet und dabei verdünnt. Platziert man einen Sensor in die Strömungsrichtung dieser Fahne, so wird sich die gemessene Konzentration je nach der relativen Position des Messgerätes zur Quelle ändern. Befindet sich dieser Sensor genau im Zentrum des Abluftstroms, ergeben sich die höchsten Messwerte für den Parameter. Die Quelle markiert damit die sogenannte ‚maximum source location‘ (Punkt des maximalen Bodeneinflusses). Bewegt man den Ort der Emission von diesem Maximum in die Windrichtung oder quer dazu, so wird die ermittelte Konzentration immer mehr abnehmen, bis letztendlich eine Position erreicht wird, ab der die Auswirkungen der Punktquelle auf die Messung faktisch verschwindet. Die Summe aller dieser Stellen bilden eine geschlossene Kurve, welche als Grenze den äußeren Rand der source-area markiert. In meteorologischen Studien arbeitet man nun nicht nur mit einer einzelnen Quelle, deren Einfluss auf den Sensor abgeschätzt werden soll. Denn jeder einzelne Punkt innerhalb des Quellgebietes wirkt sich auf die Messung aus, beispielsweise als Wärmequelle oder –senke bei der Bestimmung des turbulenten fühlbaren Wärmestroms. Allen Flächen innerhalb dieses Gebiets muss daher über eine geeignete Queldichtefunktion ein gewichteter Anteil am Gesamteffekt auf den Sensor zugewiesen werden.

Mathematisch wird dieses Verfahren umgesetzt, indem die Ausbreitungsfahne, die von der maximum source location ausgeht, bestimmt wird. Diese Fahne bildet am Messstandort in der festgelegten Höhe

des Sensors ein bestimmtes Verteilungsmuster der Konzentration, welches sich mit einem geeigneten Diffusionsmodell berechnen lässt. SCHMID (1997) verwendet dazu die sogenannte Dirac-Delta-Verteilungsfunktion. Nach SCHMID & OKE (1990) kann man diese Verteilungskurve nun übertragen auf eine künstliche Emissionsquelle am Fuße des Messmastes, welche von einem virtuellen Wind entgegen der eigentlichen Windrichtung ausgebreitet wird. Diese Ausbreitungswolke markiert direkt über dem Punkt des maximalen Einflusses eine Fläche, welche genau die source-area identifiziert, wenn man sie auf den Erdboden projiziert. Dieses Konzept ist in Abbildung 1 dargestellt.



Mit:

P = Anteil am Effekt des emittierten Parameters

χ = gemessener Effekt

χ_p = minimale messbare Effekt-Level

χ_{max} = maximaler gemessener Effekt

z_s = Höhe des Sensors über Grund [m]

χ' = gemessener Effekt der virtuellen Quelle

ω = Quellendichtefunktion für einen Einzelpunkt

ω_p = maximale source-area-Fläche

$\Omega(x,y)$ = Quelldichte-Verteilungsfunktion

Abbildung 1: Berechnung der source-area für einen Sensor durch eine reverse Ausbreitungsfahne gegen die Windrichtung. Darstellung als schematischer Querschnitt. Nach SCHMID & OKE (1990).

Die Berechnung des Wertes eines zu bestimmenden Parameters erfolgt als Integration über alle Punktquellen im Anströmungsbereich des Messstandortes, modifiziert durch eine Wahrscheinlichkeits-Transferfunktion für die Diffusion. Nach SCHMID (1997) ergibt sich folgende generelle Beziehung:

$$\eta(r) = \iint_{\mathfrak{R}} Q_{\eta}(r') \cdot f(r-r') dr' \quad (1)$$

mit: η = Wert der zu bestimmenden Größe

r = Position des Messmastes

r' = Position der Punktquelle

Q_{η} = Stärke der Punktquelle

$f(r-r')$ = Wahrscheinlichkeits-Transferfunktion zwischen r und r'

\mathfrak{R} = genereller Integrationsbereich

Wenn man die Quelldichteverteilung anhand der Rauigkeitslänge einschränkt auf die Höhe der Bodenoberfläche ($z = z_0$) und dem Standort des Messmastes feste Koordinaten zuweist, ergibt sich aus (1) eine Beschreibung der sogenannten Quellendichtefunktion:

$$\eta(x_m, y_m, z_m) = \int_{-\infty-\infty}^{\infty} \int_{-\infty-\infty}^{\infty} Q_\eta(x', y', z' = z_0) \cdot f(x_m - x', y_m - y', z_m - z_0) dx' dy' \quad (2)$$

mit: x_m, y_m, z_m = Koordinaten des Messmastes
 x', y', z' = Koordinaten des Quelle

In Formel (2) werden alle Messungen auf eine effektive Höhe bezogen, relativ zu einer Verschiebungshöhe, die nicht extra mit aufgeführt wird. Da die Verteilung der Quellstärken nicht im Voraus bekannt ist, muss noch eine weitere Vereinfachung eingeführt werden. Es wird angenommen, dass die Oberfläche aus einer Vielzahl von individuellen Punktquellen besteht, die alle eine einheitliche Stärke haben (unit surface point source). Q_η fließt somit als Konstante $Q_{\eta,u}$ in die Berechnungen mit ein. Der unterschiedliche Einfluss jedes dieser einzelnen Punkte auf eine Messung wird nur noch über die Verteilungsfunktion in der Auswertung berücksichtigt. Dadurch lässt sich der relative Anteil jeder Einzelfläche am Gesamteffekt mit dem vertikalen Fluss gleichsetzen, der von dieser ausgeht.

Die Verteilungsfunktion f ist strenggenommen abhängig von den Eigenschaften des Parameters η . Deren Transportcharakteristika zwischen Quelle und Sensor unterscheiden sich z.B. weitgehend zwischen radiativ transferierten bzw. turbulent diffundierten Parametern. Betrachtet man aber die Form der Quelledichtefunktion über einer unendlichen Fläche, so ähnelt sie sich für diese beiden Gruppen weitgehend, die Unterschiede können also vernachlässigt werden.

Formel (2) kann in der angegebenen Form in der Praxis schlecht eingesetzt werden, da über eine unendliche Fläche integriert werden müsste. Ein besser anwendbares Konzept ist es daher, nicht den gesamten Effekt auf einen gegebenen Standort zu berechnen, sondern eine Region abzuschätzen, die am wahrscheinlichsten den Wert von η in der Höhe z_m beeinflusst. Schon die Berechnung einer Fläche, von der 99 Prozent des Bodeneinflusses auf das Messergebnis ausgehen, ermöglicht eine diskrete Einschränkung der source-area über eine festgelegte Außengrenze. Verwendet man diese als Integrationslimit, ist das Integral über die Quelledichtefunktion gleich der Wahrscheinlichkeit, mit der die berechnete Fläche einen Einfluss auf die Messung ausübt. Man kann eine solche Abgrenzung für jede beliebige Effekt-Level P am Gesamteffekt bestimmen. SCHMID & OKE (1990) bezeichnen die kleinste Fläche, die für einen bestimmten Wert von P , beispielsweise für $P = 0,5$, berechnet werden kann, als Quellgebiet Ω_P für das Niveau P . Diese Fläche wird begrenzt durch die sogenannte Isoplethe der Quelledichtefunktion für P , f_P . Der Anteil der gesamten Quelledichtefunktion φ_{tot} , welcher durch Integration innerhalb der Grenzen von f_P berechnet werden kann, wird bezeichnet als φ_P . P kann demnach über folgende Formel nach SCHMID (1997) berechnet werden:

$$P = \frac{\varphi_P}{\varphi_{tot}} = \frac{\iint_{\Omega_P} f(\Delta x, \Delta y, \Delta z) d\Delta x d\Delta y}{\int_{-\infty-\infty}^{\infty} \int_{-\infty-\infty}^{\infty} f(\Delta x, \Delta y, \Delta z) d\Delta x d\Delta y} \quad (3)$$

mit: $\Delta x = x_m - x$ = Abstand in Hauptachsenrichtung zwischen Sensor und Quelle
 $\Delta y = y_m - y$ = Abstand quer zur Hauptachsenrichtung zwischen Sensor und Quelle
 $\Delta z = z_m - z$ = vertikaler Abstand zwischen Sensor und Quelle
 P = Anteil der Quelledichtefunktion innerhalb der Fläche Ω_P am Gesamteffekt
 φ_P = Integral der Quelledichtefunktion innerhalb der Fläche Ω_P
 φ_{tot} = gesamte integrierte Quelledichtefunktion

Eine räumliche Darstellung eines berechneten Quellgebiets der Bodeneinflüsse auf einen Sensor bietet Abbildung 2. Hier wird auch das Prinzip der Effekt-Level P mit den dieser zugeordneten Parametern Isoplethe φ_P und Quellgebiet Ω_P verdeutlicht. Die generelle Form des Quellgebiets bildet durch die im

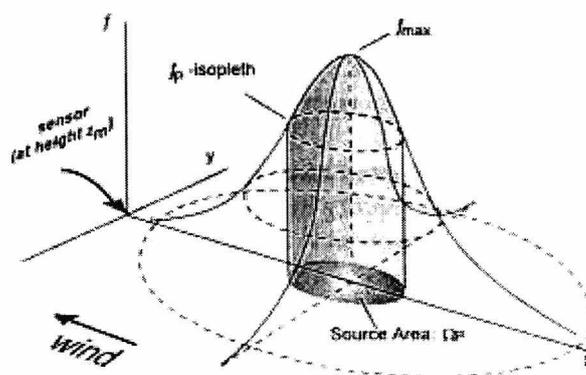
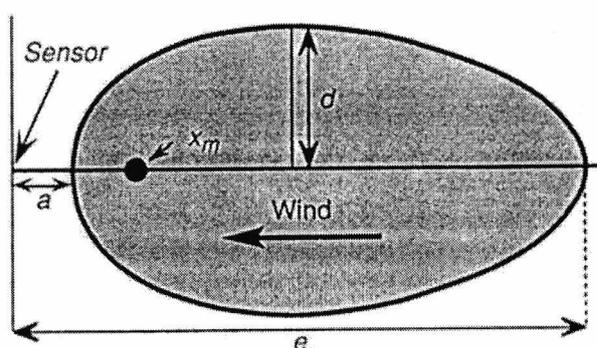


Abbildung 2: Die Quelldichtefunktion und ihre Auswirkungen auf das Quellgebiet der Bodeneinflüsse auf einen Sensor. Nach SCHMID (1994).

Vergleich zur lateralen Komponente vorherrschende Verteilung des Parameters in der Windrichtung x eine eiförmige Ellipse. Die Isoplethen φ_p für unterschiedliche Effekt-Levels P umschließen mit einem wachsenden Wert von P eine immer größere Quellgebietsfläche Ω_p . Für alle einzelnen source-areas der unterschiedlichen P -Niveaus liegt der Punkt der maximalen Quellstärke f_{\max} im Zentrum. Jedes dieser Quellgebiete kann, da sich ihre generelle Form nicht voneinander unterscheidet, anhand von wenigen charakteristischen Parametern eindeutig beschrieben werden. Diese Kenngrößen werden in der folgenden Abbildung 3 dargestellt.



Mit:

- x_m = Abstand zwischen dem Punkt des größten Einflusses und Sensor gegen die Hauptwindrichtung [km]
- a = minimaler Abstand zwischen Sensor und Quellgebiet [km]
- e = maximaler Abstand zwischen Sensor und Quellgebiet [km]
- d = maximale Breite einer Hälfte des Quellgebiets [km]

Abbildung 3: Charakteristische Dimensionen des Quellgebiets der Bodeneinflüsse. Nach SCHMID (1994).

Insgesamt kann, wie in Abbildung 3 verdeutlicht wird, das Quellgebiet anhand von 5 charakteristischen Parametern beschrieben werden. Der Wert x_m markiert den Abstand zwischen Sensor und dem Punkt des maximalen Bodeneinflusses auf die Messung. Diese Distanz ist immer entgegen der Windrichtung ausgerichtet. Des weiteren werden der minimale und der maximale Abstand a bzw. e zwischen Sensor und dem äußeren Rand des Quellgebiets zur genauen Definition der Fläche benötigt. Nicht eingezeichnet ist die Entfernung x_d , welche den Abstand zwischen Sensor und dem Punkt entgegen der Windrichtung markiert, an dem jede Hälfte des Gebiets die maximale Breite d aufweist. Eine letzte wichtige Kenngröße, mit der unterschiedliche Quellgebiete miteinander verglichen werden können, ist deren Fläche, von SCHMID (1994) bezeichnet als A_r . Dieser Parameter ist vor allem aussagekräftig bei einer Gegenüberstellung der Ergebnisse verschiedener Effekt-Level P .

Die für die Berechnung des Quellgebiets notwendigen Eingabeparameter sind die Höhe des Sensors über Grund z_m , die Obuchov-Länge L , die Rauigkeitslänge z_0 , die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* sowie die Standardabweichung der lateralen Windkomponente σ_v . Daraus lassen sich mit z_m/z_0 , z_m/L und σ_v/u_* drei dimensionslose Skalierungsfaktoren bilden. Obwohl die Rauigkeitslänge selbst

als Eingabeparameter verwendet wird, lässt sich das Verfahren nach SCHMID (1997) auch zu einer footprint-abhängigen z_0 -Bestimmung verwenden. Dazu ist die Anwendung eines iterativen Verfahrens notwendig, das in den nächsten Abschnitten näher erläutert werden soll. Alle übrigen Eingabegrößen lassen sich mit Hilfe von Parametrisierungsansätzen auf Grundlage einfacher meteorologischer Datensätze abschätzen.

3 Die Bestimmung einer footprint-abhängigen Rauigkeitslänge

Wie im vorhergehenden Abschnitt schon erwähnt steht mit den footprint-Analysen ein geeignetes Instrument zur Verfügung, um den Einfluss einer räumlich differenzierten Geländeoberfläche auf Profilmessungen abschätzen zu können. Von besonderem Interesse bei einer derartigen Untersuchung ist die Rauigkeitslänge z_0 . Dieser Parameter ist repräsentativ für die Auswirkungen, die vom Untergrund auf das anströmende Windfeld ausgeübt werden. Bei einem hohen Wert von z_0 kommt es aufgrund der Reibung zu verstärkter Turbulenzbildung in den bodennahen Luftschichten. Ideale Standorte für meteorologische Messungen weisen, zumindest in der Hauptwindrichtung, ein ebenes und störungsfreies Gelände auf. Die Bedingungen werden um so optimaler, je geringer die Rauigkeitslänge ausfällt. Gerade im mitteleuropäischen Binnenland, das typischerweise dicht besiedelt ist und häufig die Landnutzungsform ändert zwischen Wäldern und Acker- bzw. Weideflächen, ist es jedoch praktisch unmöglich, ein störungsfreies Anströmungsgebiet zu für hohe Masten zu finden. Weicht man auf weniger optimales Gelände aus, ist es notwendig, den genauen Einfluss der Störfaktoren möglichst schon im Voraus abschätzen zu können.

3.1 Generelles Ablaufschema der Methode

In der vorliegenden Untersuchung wird eine Methode vorgestellt, mit der sich die veränderliche Rauigkeitslänge berechnen lässt, die sich aus dem in Größe und Lage variierenden Quellgebiet der Bodeneinflüsse ergibt. Um die Theorie der footprint-Analysen für einen solchen Anwendungszweck einsetzen zu können, wurde folgende generelle Vorgehensweise entworfen:

1. Da wie im vorhergehenden Abschnitt schon erwähnt die Rauigkeitslänge einer der Eingabeparameter ist, die für das hier eingesetzte footprint-Modell nach SCHMID (1997) benötigt werden, muss mit einem iterativen Ansatz gearbeitet werden. Die Berechnung startet mit einem Schätzwert für z_0 , welcher annäherungsweise einen Mittelwert darstellt aus dem Spektrum der zu erwartenden Ergebnisse. In der vorliegenden Untersuchung wurde ein Anfangswert von $z_0 = 0,1\text{m}$ gewählt, was nach TROEN & PETERSEN (1989) der allgemeinen Rauigkeitsklasse 2 für landwirtschaftliche Nutzflächen mit windbeeinflussenden Hindernissen entspricht (s.u.).
2. Um den Einfluss der variierenden Quellgebiete auf eine Windgeschwindigkeitsmessung bestimmen zu können, muss für die Umgebung des Standortes als Berechnungsgrundlage ein Datensatz der Rauigkeitselemente erstellt werden. Dazu werden die topographischen Karten* des umliegenden Geländes für den Mast gerastert, d.h. ausgehend von einer vom Anwender festzulegenden Kantenlänge L_R wird das Gebiet in Einzelflächen L_R^2 unterteilt. Diesen Quadraten wird jeweils eine feste Rauigkeitslänge zugeordnet, ihre Koordinaten werden relativ zum Messpunkt definiert, welcher sich im Ursprung des entstandenen Systems befindet. Ein auf diese Weise erstellter Da-

* Zur Validierung verwendetes Kartenmaterial:

- Standort Lindenberg: Topographische Karten 1 : 25000 (AV), Stand 1986, VEB Kombinat Geodäsie und Kartographie, herausgegeben vom Ministerium des Innern, Verwaltung Vermessungs- und Kartenwesen

tensatz vereinfacht die reell vorliegenden Bedingungen, indem die eigentlich kontinuierlich wechselnden Verhältnisse in eine diskrete Matrix übertragen werden. Zur Bestimmung der flächengemittelten Rauigkeitslänge wird ein weiter unten vorgestelltes Mittelungsschema eingesetzt, welches die Abschätzung eines repräsentativen z_0 -Werts aus den Karteninformationen ermöglicht.

3. Bevor die footprint-Analyse selbst durchgeführt werden kann, müssen die benötigten Eingabeparameter in Zwischenschritten berechnet werden. Für die Bestimmung der Obuchov-Länge L und der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* sowie der Standardabweichung der lateralen Windkomponente σ_v werden Parametrisierungsverfahren eingesetzt, welche mit Hilfe von einfachen meteorologischen Messungen arbeiten (s.u.). Die Messhöhe z_m , für welche die footprint-Berechnung durchgeführt werden soll, kann jeweils frei gewählt werden. Sollen individuelle Rauigkeitslängen für unterschiedliche Höhengniveaus eines Mastes berechnet werden, erfolgt die Berechnung der Stabilität der atmosphärischen Schichtung lediglich für die unterste dieser Höhen, da die benötigten Eingabeparameter bodennah gemessen werden. Die dabei ermittelten Ergebnisse werden für die oberhalb liegenden Sensoren übernommen. Die Rauigkeitslänge wird im ersten Durchgang der Iteration wie oben erwähnt abgeschätzt, bei den weiteren Schritten übernimmt man das Ergebnis des vorhergehenden Durchlaufs.
4. Mit der footprint-Analyse nach SCHMID (1997) kann nun die Ausdehnung des Quellgebiets der Bodenrauigkeit berechnet werden. Die im weiteren Verlauf dieses Iterationsverfahrens benötigten charakteristischen Lagemaße sind minimaler und maximaler Abstand zwischen Sensor und source-area, a bzw. e , sowie die maximale Breite der Fläche d und deren Abstand zum Sensor entgegen der Windrichtung x_d . Siehe dazu auch Abbildung 3.
5. Das berechnete Quellgebiet wird mit Hilfe der Windrichtungsmessung auf die korrekte Position innerhalb der Rauigkeitslängen-Matrix projiziert. Anschließend werden die innerhalb dieser Fläche liegenden Rasterpunkte anhand geeigneter Berechnungsalgorithmen identifiziert. Jedem dieser Werte kann mit Hilfe der Quelldichtefunktion eine Gewichtung zugewiesen werden. Die auf diese Weise erhaltenen modifizierten z_0 -Daten bilden im Mittelwert die effektive Rauigkeitslänge des vorliegenden Areals.
6. Das in 5. erhaltene, verbesserte Ergebnis von z_0 wird in 2. verwendet, um einen neuen Durchlauf der footprint-Analyse zu starten. Diese Iterationsschleife wird so lange wiederholt, bis die absolute Differenz zwischen der in 2. eingesetzten und der unter 5. berechneten Rauigkeitslänge unter eine bestimmte, vom Anwender festgelegt Schranke fällt. Typischerweise ist die Iteration nach drei Schritten beendet, nur in Ausnahmefällen können auch fünf bis sechs Durchgänge notwendig sein.

Die oben beschriebene Vorgehensweise zur Berechnung einer footprint-abhängigen Rauigkeitslänge wurde in ein FORTRAN-Programm mit dem Titel FOOTSTAB umgesetzt. In den folgenden Abschnitten werden die Methoden und Algorithmen vorgestellt, die zur Erstellung und Anwendung dieses Programms notwendig sind.

3.2 Die Erstellung einer Rauigkeitslängen-Matrix

Informationen über die Geländebedingungen in der Umgebung des Mastes werden wie oben schon erwähnt in eine Matrix der Rauigkeitslängen umgesetzt. Als Grundlage dazu dienen allein die topographischen Karten der Region, aus welchen nach einem im weiteren Verlauf näher beschriebenen Schema die z_0 -Daten entnommen werden. In einem ersten Schritt wird der Auflösungsgrad der Rasterung über den Abstand der Punkte zueinander, L_R , festgelegt. Jede der abgegrenzten quadratischen

Einzelflächen mit der Kantenlänge L_R wird im entstandenen Datensatz repräsentiert durch einen einzelnen Punkt in ihrem Zentrum. Dessen Koordinaten werden relativ zum Standort des Mastes festgelegt. Der Sensor befindet sich im Ursprung des Systems, also im Mittelpunkt der Fläche mit den Koordinaten (0;0). Die Vorgehensweise bei der Diskretisierung der topographischen Karten der Umgebung wird in Abbildung 4 dargestellt.

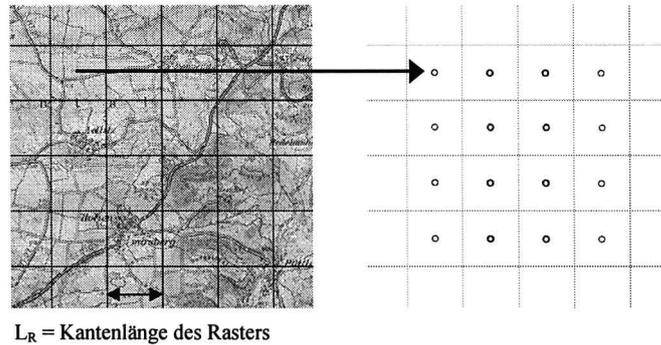


Abbildung 4: Schematische Darstellung der Vorgehensweise bei der Erstellung der Rauigkeitslängen-Matrix aus einer topographischen Karte.

Der Grad der Vereinfachung, den man einführt indem die sich kontinuierlich ändernde Oberfläche in ein diskretes Raster übertragen wird, hängt stark von der gewählten Kantenlänge L_R der einzelnen Rasterquadrate ab. Bei einer großen Länge von L_R sinkt zum einen die Gesamtanzahl der Einzelflächen L_R^2 und damit der Aufwand, der bei der Bestimmung der gemittelten Rauigkeitslänge entsteht. Zudem reduziert sich auch der Rechenaufwand im Computer, da eine vergleichsweise geringe Datenmenge bearbeitet werden muss. Diesen Vorteilen, die sich vor allem in der reduzierten reinen Bearbeitungszeit niederschlagen, stehen Nachteile in der Genauigkeit der Angaben gegenüber. Durch eine zu grobe Rasterung können Rauigkeitselemente von geringer horizontaler Ausdehnung nicht mehr in die Bestimmung des flächengemittelten z_0 -Werts mit einfließen, obwohl sie unter Umständen große Einflüsse auf das Windfeld haben. Bei einer Kantenlänge von einem Kilometer beispielsweise könnten einzelne Häuser oder Hecken kaum noch berücksichtigt werden, deren Auswirkungen jedoch in bestimmten meteorologischen Situationen große Flächen beeinträchtigt. Derartige Effekte von Hindernissen auf das Strömungsfeld wurden unter anderem von WIERINGA (1976) untersucht. Ein weiterer Nachteil liegt in der Verschneidung zwischen berechneter source-area und dem zugrundegelegten Rasterfeld. Wie im folgenden Abschnitt noch näher erläutert werden wird entscheidet das Programm nur anhand der Lage des Zentrums einer jeden Fläche, ob diese innerhalb oder außerhalb des Quellgebiets liegt. Durch eine zu grobe Rasterung und die damit verbundenen großen Flächen von L_R^2 können daher vor allem kleine Areale kaum noch durch die Rauigkeitslängen-Matrix nachvollzogen werden. Bei sehr geringen Kantenlängen kehrt sich die oben dargelegte Sachlage logischerweise um, sie bedingen mit ihrer großen Genauigkeit einen hohen Arbeits- und Rechenaufwand, so dass ein geeigneter Mittelwert für L_R gefunden werden muss. In der hier vorgestellten Programmversion wurden alle Matrizen der Rauigkeitslänge mit einer Gitterweite von 0,25 km erstellt.

Die Gesamtfläche, welche für die Erstellung einer geeigneten Rauigkeitslängen-Matrix gerastert werden muss, hängt vor allem ab von der Höhe des Sensors sowie von den Schichtungslagen der atmosphärischen Stabilität, die bearbeitet werden sollen. Generell wächst die Entfernung des Quellgebiets vom Sensor mit steigender Messhöhe und steigendem Wert des Stabilitätsparameters ζ . Dabei

kann die maximale Entfernung der source-area vom Mast leicht bis auf über 100km anwachsen, wie in Abbildung 5 verdeutlicht wird.

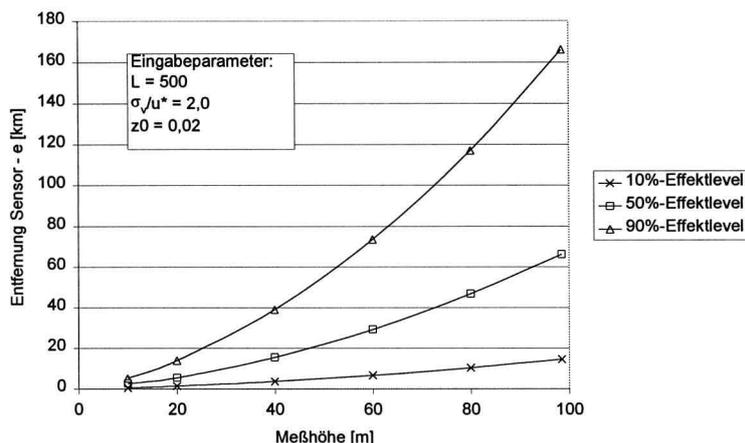


Abbildung 5: Abhängigkeit der maximalen Entfernung des Quellgebiets e vom Sensor von der Messhöhe und dem Niveau des Effektniveaus.

Abbildung 5 stellt die Entwicklung des Parameters e in einer leicht stabilen Schichtungslage in Abhängigkeit von Messhöhe und dem Niveau der Effektniveaus dar. Es wird deutlich, dass man die maximal mögliche Entfernung nicht als Entscheidungskriterium für die optimale Größe der zu erstellenden Matrix heranziehen kann, zumal die hier abgebildeten Strecken mit steigender Stabilität noch weiter anwachsen werden. Ein über Distanzen von mehr als 100km transportierter Parameter dürfte auf seinem Weg durch die Atmosphäre soweit verteilt worden sein, dass der direkte Einfluss der emittierenden Quelle am Sensor nicht mehr erfassbar ist. Eine sinnvolle Abgrenzung der zu rasternden Fläche kann daher schon mit einem Radius von 10 km um den Mast erreicht werden, wobei eine Erweiterung der Distanz auf 20km in die Hauptwindrichtung zusätzlich einen großen Anteil der Einzelflächen einschließt, die einen signifikanten Einfluss auf die Messung haben. Eine Rauigkeits-Matrix mit diesen Dimensionen deckt den kompletten Bereich ab, in dem die Quellgebiete für einen 100m Mast unter labilen und neutralen Schichtungsbedingungen liegen können. Im stabilen Fall kann nur der Abschnitt der source-area berücksichtigt werden, der nahe des Sensors liegt. Auf diese Weise beinhaltet die Berechnung der effektiven Rauigkeitslänge Fehler, wenn große Teile des eigentlichen Quellgebiets nicht mit in die Kalkulation eingehen. Diese Ergebnisse sollten daher kritisch betrachtet werden. Die Einzelflächen mit dem höchsten Gewichtungsfaktor der Queldichtefunktion sowie die Anteile an den niedrigeren Niveaus der Effektniveaus, die sich nahe des Sensors befinden, werden allerdings immer erfasst, so dass das gefundene Resultat auch im ungünstigen Fall aus einem repräsentativen Ausschnitt des gesamten Quellgebiets ermittelt wurde.

Die Flächenmittelung der Rauigkeitslänge innerhalb jedes Rasterquadrates wurde anhand einer von TROEN & PETERSEN (1989) vorgeschlagenen Methode durchgeführt. Die beiden Autoren unterscheiden insgesamt 4 generelle Geländetypen anhand der dominierenden Rauigkeitselemente voneinander:

- Rauigkeitsklasse 0: Wasserflächen ($z_0 = 0,0002$).
- Rauigkeitsklasse 1: Offenes Gelände ohne größere Elemente, die das Strömungsfeld des Windes beeinträchtigen könnten. Einzelne Bäume oder Gebüsche existieren, haben aber keinen dominanten Einfluss innerhalb der insgesamt flachen oder leicht nivellierten Unterlage ($z_0 = 0,03$).

- Rauigkeitsklasse 2: Landwirtschaftliche Nutzflächen mit einzelnen Elementen, die das Windfeld deutlich beeinträchtigen können. Zu diesen schon häufig auftretenden Störfaktoren gehören Gebäude sowie Bäume und andere größere Hindernisse. Trotzdem ist der Charakter der Landschaft noch als offen zu bezeichnen, das Gelände ist flach bis stark wellig ($z_0 = 0,1$).
- Rauigkeitsklasse 3: Städtische oder weitgehend bebaute Gebiete, Wälder und landwirtschaftliche Nutzflächen, in denen zahlreiche große Hindernisse die Windgeschwindigkeit reduzieren ($z_0 = 0,4$).

Jedes zu beurteilende Rasterquadrat wird bei der Zuweisung der Rauigkeitslänge weiter in Viertel unterteilt. Jedem Viertel kann ein individueller z_0 -Wert aus einer der oben aufgeführten Klassen zugeordnet werden, aus den 4 Einzelwerten bildet man anschließend das arithmetische Mittel. Eine Fläche, die beispielsweise jeweils zur Hälfte von Waldgebieten (Klasse 3) bzw. von offenen landwirtschaftlichen Nutzflächen (Klasse 1) eingenommen wird, erhält demnach den gemittelten z_0 -Wert 0,127. Belegt jede der 4 Klassen ein Viertel des Rasterquadrats, ergibt sich ein Mittelwert von 0,038.

Die Informationen, die einfachen topographischen Karten des Maßstabs 1:25000 entnommen werden können, schließen nicht alle Rauigkeitselemente mit ein. Die Beurteilung der Rauigkeitsklassen anhand dieses Materials ergibt demnach nur ein vereinfachtes Bild der Unterlage. Die wichtigsten Rauigkeitselemente, wie z.B. Wälder, Siedlungen oder Alleen und andere größere Hindernisse, sind allerdings deutlich gekennzeichnet und somit leicht in die Auswertung integrierbar. Auch Unterscheidungskriterien zwischen Rauigkeitsklasse 1 und 2, also die Differenzierung zwischen nahezu ungestörten und stärker strukturierten ländlichen Flächen, können anhand von Höhenlinien, Verkehrswegen und einzelnen eingezeichneten Hindernissen identifiziert werden. Trotz aller Verallgemeinerungen, die im Zuge der Flächendiskretisierung und Mittelung von Einzelwerten durchgeführt wurden, ergibt sich aus der beschriebenen Vorgehensweise eine Rauigkeitslängen-Matrix, die den generellen Charakter der Umgebung und ihren Einfluss auf das Windfeld mit hoher Genauigkeit nachvollziehen kann.

3.3 Die Berechnung der atmosphärischen Stabilität

Nachdem die Rauigkeitslängen-Matrix für einen bestimmten Standort erstellt worden ist, müssen in den ersten Schritten des FOOTSTAB-Programms die Eingabeparameter L , u_* und σ_v für das footprint-Modell nach SCHMID (1997) parametrisiert werden. Die verwendeten Formelsätze werden in den folgenden Abschnitten erläutert.

3.3.1 Windprofil und universelle Funktionen

Als Grundlage für die Berechnung der Stabilität der Schichtung dient die folgende Formel für den Stabilitätsparameter der Bodenschicht, ζ :

$$\zeta = \frac{z}{L} = \frac{-\kappa \cdot z \cdot g \cdot H}{\bar{\theta} \cdot u_*^3} \quad (4)$$

mit: ζ = dimensionslose Höhe in der Bodenschicht [-]
 z = Höhe über Grund [m]
 L = Obuchov-Länge [m]
 κ = von-Kármán-Konstante = 0,4 [-]
 g = Erdbeschleunigung = 9,81 [m/s²]
 H = turbulenter fühlbarer Wärmestrom am Erdboden [K·m/s]

θ = potentielle Temperatur [K]
 u_* = Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s]

In (4) wird die potentielle Temperatur θ anstelle der absoluten Temperatur T verwendet. Diese Unterscheidung ist nicht notwendig, solange sich die Berechnungen auf den Bereich der untersten 10 Meter der Atmosphäre beschränken. Da mit dem FOOTSTAB-Programm jedoch Windprofile in Höhen von bis zu 100 Meter über Grund bestimmt werden sollen, müssen Abweichungen aufgrund des Luftdrucks mit in die Formeln einbezogen werden, was bei der potentiellen Temperatur der Fall ist. Der Parameter L ist die sogenannte Obuchov-Länge, welche als Eingabeparameter für das footprint-Modell nach SCHMID (1997) benötigt wird.

$$L = \frac{-u_*^3}{\kappa \cdot \frac{g}{\theta} \cdot H} \quad (5)$$

Der Wert von L steht, beispielsweise über die Richardson-Zahl, in Verbindung mit der statischen oder dynamischen Stabilität. Die Berechnung des absoluten Betrages gestaltet sich schwierig, jedoch beinhaltet ein negatives Vorzeichen immer labile Schichtung, ein positives Ergebnis zeigt stabile Verhältnisse an. Experimentell sind die Größen L bzw. ζ sehr schwer zu bestimmen, denn nur über aufwendige Eddy-Kovarianz-Verfahren ist es möglich, turbulente Wärme- und Impulsflüsse direkt zu erfassen.

Um die Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe abschätzen zu können, benötigt man Informationen über die einflussnehmenden Parameter Schubspannungsgeschwindigkeit u_* , die den Einfluss der Oberflächenreibung repräsentiert, sowie die sogenannte Rauigkeitslänge z_0 . Zusammen mit den Parametern Höhe über Grund z und Windgeschwindigkeit u lassen sich unter Anwendung des Buckingham'schen Π -Theorems 2 dimensionslose Gruppen bilden. Daraus ergibt sich eine Herleitung für das logarithmische Windprofil, das in der folgenden Form von PRANDTL (1932) anhand von Windkanalmessungen bestimmt worden ist:

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (6)$$

mit z_0 = Rauigkeitslänge [m]

Formel (6) gehört zu den Fluss-Gradient-Beziehungen, da hier der Impulsfluss, repräsentiert durch die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* , in Verhältnis gesetzt wird zum Profil der Windgeschwindigkeit u . Bei einer Erweiterung der Formel auf diabatische Schichtungen wird der Auftriebsparameter am Erdboden als zusätzliche relevante Variable berücksichtigt. Es ergibt sich als dritte nichtdimensionale Größe die Stabilität $\zeta = z/L$, welche über die integrierte Form der universellen Funktion in die Fluss-Gradient-Beziehung mit einbezogen wird:

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \cdot \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_M\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_M\left(\frac{z_0}{L}\right) \right] \quad (7)$$

mit $\psi_M = \int \phi_M =$ integrierte Form der universellen Funktion

Formel (7) beschreibt ein log-lineares Windprofil, da die Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe sowohl vom Logarithmus der Höhe z als auch vom linearen Term der integrierten universellen Funktion abhängt. Sie ist nur in der Bodenschicht anwendbar, da die Höhenkonstanz der Flüsse vorausgesetzt wird. Die Einführung der Stabilitätskorrektur ermöglicht es, bei labiler Schichtung den verstärkten Austausch zwischen den einzelnen Luftschichten und den damit verbundenen kleineren

Gradienten der Windgeschwindigkeit mit der Höhe zu berücksichtigen, bzw. die umgekehrten Bedingungen in stabilen Verhältnissen. Der letzte der beiden ψ_M -Terme wird oft fallengelassen, da er vom absoluten Betrag her verschwindend klein ist und daher das Ergebnis kaum beeinflusst.

Zur Bestimmung der Obuchov-Länge L sowie der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* werden die universellen Funktionen für den Impulsfluss nach BUSINGER et al. (1971) in der normierten Version von HÖGSTRÖM (1988) verwendet. Bei stabiler Schichtung ergibt sich in der integrierten Form folgende Beziehung:

$$\psi_M = -6,0 \cdot \zeta \quad (8)$$

mit: $\zeta = z/L =$ dimensionslose Höhe in der Bodenschicht [-]
 $z =$ Höhe über Grund [m]
 $L =$ Obuchov-Länge [m]

Im Falle labiler Schichtung ist die Berechnung der integrierten Form wesentlich schwieriger. Eine Lösung dieses mathematischen Problems findet sich bei PAULSON (1970):

$$\psi_M = \ln \left[\left(\frac{1+x^2}{2} \right) \cdot \left(\frac{1+x}{2} \right)^2 \right] - 2 \cdot \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad (9)$$

Der Faktor x aus Formel (9) berechnet sich in Anlehnung an die universelle Funktion mit

$$x = (1 - 19,3 \cdot \zeta)^{1/4} \quad (10)$$

3.3.2 Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms

Der fühlbare Wärmestrom, der in der üblichen Anwendung der Businger-Formeln abgeschätzt wird über einen Temperaturgradienten mit der Höhe, wird im FOOTSTAB-Programm berechnet über das Evapotranspirationsmodell nach Penman-Monteith. Dieses erfordert lediglich meteorologische Daten aus einer Höhe über Grund, unter anderem die Strahlungsbilanz. So wird ermöglicht, die Stabilitätsberechnung ohne Profildaten durchzuführen. Diese Vorgehensweise erweitert den Einsatzbereich der vorgestellten Methode, da nur noch Messungen erforderlich sind, die an den meisten einfachen meteorologischen Stationen standardmäßig durchgeführt werden. Der Vorteil, den das gewählte Evapotranspirationsmodell im Vergleich zu einfacheren Modellen wie z.B. dem Priestley-Taylor Modell aufweist, ist die Berücksichtigung zusätzlicher advektiver Abkühl-Effekte über einen Korrekturfaktor, der vom Sättigungsdefizit der Luftfeuchte abhängt.

Die folgende Grundformel nach DE BRUIN & HOLTSLAG (1982) zur Parametrisierung des fühlbaren Wärmestroms nach Penman-Monteith wurde verwendet:

$$H = \frac{\gamma \cdot (-Q_s^* + Q_G) - F_w}{X_G \cdot s_{cc} + \gamma} \quad (11)$$

mit: $H =$ fühlbarer Wärmestrom [K·m/s]
 $\gamma =$ Psychrometerkonstante = 0,000408 [K⁻¹]
 $Q_s^* =$ Strahlungsbilanz am Erdboden [K·m/s]
 $Q_G =$ Bodenwärmestrom [K·m/s]
 $F_w =$ Ventilationsterm [m/s]
 $X_G =$ relative Feuchte der Unterlage [-]
 $s_{cc} =$ Steigung der Dampfdruckkurve [-]

Der Ventilationsterm F_w wird nach dem sogenannten bulk-Austauschgesetz angenähert. Es ergibt sich nach STULL (1988) folgende Beziehung:

$$F_w = \frac{q_{sat} - q_{air}}{r_a + r_p} \quad (12)$$

mit q_{sat} = spezifische Feuchte bei Sättigung [$\text{kg}_{\text{Wasser}}/\text{kg}_{\text{Luft}}$]
 q_{air} = spezifische Feuchte der Luft [$\text{kg}_{\text{Wasser}}/\text{kg}_{\text{Luft}}$]
 r_a = turbulenter, atmosphärischer Widerstand [s/m]
 r_p = Summe aus molekularem und Canopy-Widerstand der Pflanze [s/m]

Diese Parametrisierung vereinfacht die komplexen Zusammenhänge bei der Bestimmung von Flüssen über Vegetationssystemen sehr stark. Für eine detailliertere Beschreibung des Systems wären allerdings unter anderem Angaben über Bestandeshöhe, Reflexionsvermögen der Pflanze, Wurzeltiefe, Wärmeleitfähigkeit oder stomatärem Widerstand der Pflanze notwendig. Diese Informationen sind im allgemeinen nicht verfügbar, und ihre Einbeziehung in die Stabilitätsberechnungen würden den Rahmen einer einfachen Parametrisierungsmethodik übersteigen.

Die Ermittlung der einzelnen Parameter aus (11) und (12) kann auf einfacher Datengrundlage aus den im folgenden aufgeführten Beziehungen erfolgen.

Die Strahlungsbilanz Q_s^* kann unter Verwendung astronomischer Formeln aus der Globalstrahlung berechnet werden. Als Eingabedaten dazu werden neben der Globalstrahlung selbst noch einfache Angaben zum Standort sowie der genaue Zeitpunkt der Messung benötigt. Eine genaue Beschreibung dieser Vorgehensweise findet sich bei GÖCKEDE (2000).

Der Bodenwärmestrom ergibt sich nach HOLTSLAG & VAN ULDEN (1983) als fester prozentualer Anteil der Strahlungsbilanz.

$$Q_G = 0,1 \cdot Q_s^* \quad (13)$$

Die relative Feuchte der Unterlage X_G kann für jedes Experiment als Konstante aus dem Intervall Null bis Eins festgelegt werden. Ihr Wert sollte sich an den klimatischen und hydrologischen Bedingungen des Standorts orientieren. Für eine gut wassergesättigte Unterlage bietet sich ein Standardwert von 0,9 an.

Die Steigung der Dampfdruckkurve s_{cc} berechnet sich nach STULL (1988) aus der Clausius-Clapeyron-Gleichung:

$$s_{cc} = \frac{dq_{sat}}{dT} = \frac{\varepsilon \cdot L_v \cdot q_{sat}}{\mathfrak{R} \cdot T^2} \quad (14)$$

mit: ε = Quotient der Gaskonstanten von Luft und Wasserdampf = 0,622 [$\text{g}_{\text{Wasser}}/\text{g}_{\text{Luft}}$]
 L_v = latente Verdampfungswärme von Wasser [J/kg]
 T = absolute Lufttemperatur [K]
 q_{sat} = spezifische Feuchte bei Sättigung [$\text{kg}_{\text{Wasser}}/\text{kg}_{\text{Luft}}$]
 \mathfrak{R} = Gaskonstante für trockene Luft = 287,04 [J/K·kg]

Die latente Verdunstungswärme von Wasser L_v ist eine Funktion der absoluten Lufttemperatur, und kann nach STULL (1988) durch folgende Beziehung bestimmt werden:

$$L_v = [2,501 - 0,00237 \cdot (T - 273,16)] \cdot 10^6 \quad (15)$$

Als letzte fehlende Komponente zur Bestimmung der Steigung der Dampfdruckkurve berechnet sich die spezifische Feuchte bei Sättigung als Funktion von absoluter Lufttemperatur und Luftdruck.

$$q_{sat} = 0,622 \cdot \frac{e_{sat}}{p} \quad (16)$$

$$e_{sat} = 6,112 \cdot \exp\left[\frac{17,67 \cdot (T - 273,16)}{T - 29,66}\right] \quad (17)$$

mit e_{sat} = Sättigungsdampfdruck [hPa]
 p = Luftdruck [hPa]

Die Formeln (16) und (17) nach STULL (1988) können auch verwendet werden, um die beiden Feuchte-Parameter des Faktors F_w aus Gleichung (12) zu bestimmen. Für die spezifische Feuchte bei Sättigung q_{sat} kann genauso verfahren werden wie oben angegeben, zur Berechnung der spezifischen Feuchte der Luft q_{air} verwendet man in (16) den Messwert des aktuellen Dampfdrucks anstelle des Sättigungsdampfdrucks.

Der turbulente, atmosphärische Widerstand r_a im Nenner von (12) ist eine Funktion der Stabilität der Schichtung. Er lässt sich berechnen durch eine Umstellung der Formel (7) unter Einbeziehung der Verschiebungshöhe d :

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \psi_M}{\kappa \cdot u_*} \quad (18)$$

mit: d = Verschiebungshöhe [m]

Der Verdunstungswiderstand der Pflanze r_p ist ein Parameter, dessen exakte Bestimmung die Kenntnis zusätzlicher pflanzenphysiologischer Parameter erfordert. Eine mögliche Berechnungsformel nach GARATT (1992) schlägt folgende Abschätzung vor:

$$r_p = \frac{r_{si}}{LAI} \quad (19)$$

mit: r_{si} = Stomata-Widerstand der Einzelblätter [s/m]
 LAI = Leaf-Area-Index [-]

Beide Parameter können bei genauer Kenntnis von Art, Zusammensetzung und Alter der Vegetation aus Tabellen entnommen werden. Für den Blattflächenindex besteht zudem die Möglichkeit einer direkten Messung bzw. der Abschätzung aus Beobachtungen. Da derartige Angaben im Normalfall nicht zur Verfügung stehen, kann der Verdunstungswiderstand auch als Konstante mit in die Berechnung eingehen. Ein geeigneter Mittelwert ist nach JACOBSON (1999) 60 s/m.

3.3.3 Mathematische Umsetzung

Die Anwendung dieser Formelsätze zur Stabilitätsbestimmung, also die Berechnung turbulenter Flüsse aus Profilmessungen mit Hilfe der universellen Funktionen, ist mathematisch anspruchsvoll. Will man beispielsweise die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* mit Hilfe von Formel (7) ermitteln, benötigt man auf der rechten Seite der Gleichung für die Bestimmung der integrierten universellen Funktion die Obuchov-Länge L . Diese wiederum hängt von u_* ab, so dass ein Zirkelschluss entsteht, der nur iterativ zu lösen ist. In diesen Iterationsprozess mit eingezogen werden muss zusätzlich noch die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms (s.o.).

Eine Umsetzung dieser Problematik in ein einfaches, iteratives Berechnungsverfahren entwickelte HOLTSLAG (1984). Der Autor beginnt seine Berechnungsschleife mit einer abgeschätzten Obuchov-

Länge. Sein Vorschlag ist ein Startwert $L = \infty$. Eigene Erfahrungen mit dem Verfahren zeigen aber, dass die Algorithmen stabiler arbeiten, wenn man im labilen Fall mit $L = -1000$ beginnt, im stabilen mit $L = 1000$. Anhand dieses Schätzwertes kann durch Umstellung der Fluss-Profil-Beziehung (7) eine erste Schubspannungsgeschwindigkeit berechnet werden:

$$u_* = \kappa \cdot u \cdot \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_M(\zeta) \right] \quad (20)$$

Unter Verwendung Schubspannungsgeschwindigkeit aus (20) und des turbulenten fühlbaren Wärmestroms aus (11) ergibt sich aus Formel (5) ein neuer Wert für die Obuchov-Länge L . Dieser wird wiederum eingesetzt in die Formeln (11) und (20), um verbesserte Werte der Skalierungsfaktoren zu erhalten.

Der oben beschriebene Iterationsprozess wird so lange fortgesetzt, bis sich der eingesetzte Wert der Obuchov-Länge dem Berechnungswert auf die geforderte Genauigkeit angenähert hat. Laut HOLTS-LAG (1984) sind im allgemeinen nicht mehr als 3 Schritte notwendig, um die Fehlergrenze von 5 Prozent zu unterschreiten.

3.3.4 Benötigter Datensatz

Unter Einbeziehung der Parametrisierung der Strahlungsbilanz aus Messungen der Globalstrahlung benötigt das beschriebene Verfahren somit unter Einbeziehung des Penman-Monteith-Modells folgenden meteorologischen Größen zur Berechnung des fühlbaren Wärmestroms:

- Globalstrahlung [K·m/s]
- Lufttemperatur [K]
- Dampfdruck [hPa]
- Luftdruck [hPa]
- Windgeschwindigkeit [m/s]

Zusätzlich sind noch einige Parameter zur Standortbeschreibung notwendig:

- Geographische Position des Standorts
- Rauigkeitslänge und Verschiebungshöhe [m]
- Angabe von Uhrzeit und Datum

3.4 Die Standardabweichung der lateralen Windkomponente

Die Standardabweichung der lateralen Windkomponente σ_v kann mit Hilfe des Bodenschicht-Skalierungsparameters z/L abgeschätzt werden über folgende Formel nach FOKEN et al. (1997):

$$\sigma_v = 2,7 \cdot u_* \quad , \text{für } \left| \frac{z}{L} \right| < 0,0319 \quad (21)$$

$$\sigma_v = 4,15 \cdot u_* \cdot \left(\frac{z}{L} \right)^{1/8} \quad , \text{für } 0,0319 < \left| \frac{z}{L} \right| < 1 \quad (22)$$

mit: σ_v = Standardabweichung der lateralen Windkomponente [m/s]

Die Beziehungen (21) und (22) wurden ursprünglich entwickelt, um die Standardabweichung der Strömung σ_u in Windrichtung abschätzen zu können. Nach WYNGAARD & CLIFFORD (1978) ergeben sich aber die gleichen Zusammenhänge auch für die Streuung der lateralen Windkomponente,

so dass die Formeln in der oben aufgeführten Darstellung für den angestrebten Verwendungszweck einsetzbar sind.

3.5 Die Kombination von source-area und Rauigkeitslängen-Matrix

Mit den im vorhergehenden Abschnitt aufgeführten Formelsätzen können alle Eingabeparameter für das footprint-Modell nach SCHMID (1997) berechnet werden. Mit Hilfe dieser Ergebnisse kann für eine festgelegte Sensorhöhe z_m das Quellgebiet der Bodenrauigkeit mit dem Verfahren nach SCHMID (1997) bestimmt werden. Als Ausgabeparameter dieses Moduls des Programms FOOTSTAB werden die charakteristischen Lagemaße der source-area a , e , d und x_d sowie die Lage des Punktes des maximalen Einflusses, x_{max} , ausgegeben. Im diesem Abschnitt soll nun ein Algorithmus vorgestellt werden, mit dem es möglich ist, das anhand dieser Lagemaße bestimmte Quellgebiet mit der z_0 -Matrix zu verschneiden. Ziel des Verfahrens ist es, für eine festgelegte Fläche die innen liegenden Punkte des vorliegenden Rasters zu identifizieren. Aus diesen mit Hilfe der Queldichtefunktion ein gewichteter Mittelwert der effektiven Rauigkeitslänge bestimmt.

Um die Matrixpunkte innerhalb des Quellgebiets bestimmen zu können, muss zuerst eine geeignete Formel gefunden werden, die dessen äußeren Rand nachvollziehen kann. Als weitere Annahme werden die parallel zur Ordinate übereinander liegenden Punkte des z_0 -Rasters für die Berechnung als durchgehende Gerade behandelt. Das Grundprinzip der folgenden Algorithmen ist es nun, Schnittpunkte zu identifizieren zwischen der Grenze des Quellgebiets und diesen einzelnen Geraden der Rauigkeitsmatrix. Dabei können 2 Fälle auftreten: Wird keine Überschneidung von Gerade und der Formel für den Rand der source-area gefunden, so spielt die betrachtete senkrechte Reihe von Matrixpunkten keine Rolle für die weiteren Berechnungen. Ergeben sich jedoch 2 Schnittpunkte (ein einzelner Schnittpunkt ist nicht möglich), so bildet die Gerade eine Sekante des Quellgebiets der Bodeneinflüsse. In diesem Fall muss weiter überprüft werden, ob zwischen den beiden gefundenen Koordinatenpunkten Matrixpunkte auf der betrachteten Linie und damit auch innerhalb der source-area liegen.

3.5.1 Herleitung der Formel für die Quellgebiets-Grenzen

Wie weiter oben schon erwähnt ergibt sich aus der footprint-Analyse nach Schmid ein Quellgebiet, dessen Form generell als eiförmig bezeichnet werden kann. Die Formel für deren äußeren Rand orientiert sich daher grundsätzlich am Einheitskreis. Dieser berechnet sich nach folgender Grundgleichung:

$$x_0^2 + y_0^2 = 1 \quad (23)$$

mit: x_0, y_0 = Koordinaten des Einheitskreises

Da das Quellgebiet vor bzw. jenseits des Punktes der maximalen Breite, x_d , vom Maststandort aus betrachtet eine unterschiedliche Form ausweist, muss die Fläche für die Berechnung in 2 Hälften unterteilt werden. Im weiteren Verlauf der Herleitung einer Formel für den äußeren Rand der source-area wird daher differenziert zwischen einer sensornahen und einer sensorfernen Ellipsenhälfte. Die Windrichtung wird vorerst nicht berücksichtigt, d.h. die Ausrichtung der Fläche erfolgt entlang der positiven Ordinate, entsprechend einem Wind direkt aus Norden.

Für die sensornahen Ellipsenhälfte ergibt sich, aufgelöst nach y , folgende Grundformel:

$$y_0 = -\sqrt{1 - x_0^2} \quad (24)$$

Die sensorferne Ellipsenhälfte berechnet sich ausgehend von folgender Grundgleichung:

$$y_0 = \sqrt{1 - x_0^2} \quad (25)$$

Im nächsten Schritt müssen die vom footprint-Modell ausgegebenen charakteristischen Lagemaße a , e , d und x_d dazu verwendet werden, aus den beiden bislang noch runden Kreishälften jene Halb-Ellipsen zu formen, die dem mit dem footprint-Modell nach SCHMID (1997) berechneten Quellgebiet entsprechen. Dazu werden für die sensorferne Ellipsenhälfte folgende Beziehungen verwendet:

$$x = x_0 \cdot d \quad (26)$$

$$y = y_0 \cdot (x_d - a) + x_d \quad (27)$$

mit: d = maximale Breite des Quellgebiets [km]
 x_d = Entfernung des Punktes der maximalen Breite vom Sensor in Windrichtung [km]
 a = minimale Entfernung des Quellgebiets vom Sensor [km]

Nach Einbeziehung dieser Parameter in Formel (24) ergibt sich für die sensornahe Ellipsenhälfte folgende Beziehung:

$$y = -\sqrt{1 - \left(\frac{x}{d}\right)^2} \cdot (x_d - a) + x_d \quad (28)$$

Die Berechnungen für die sensorferne Ellipsenhälfte haben eine leicht abweichende Form:

$$x = x_0 \cdot d \quad (29)$$

$$y = y_0 \cdot (e - x_d) + x_d \quad (30)$$

mit: e = maximale Entfernung des Quellgebiets vom Sensor [km]

Die Einbeziehung von (29) und (30) in (25) ergibt folgende Formel für die sensorferne Ellipsenhälfte:

$$y = \sqrt{1 - \left(\frac{x}{d}\right)^2} \cdot (e - x_d) + x_d \quad (31)$$

Eine schematische Darstellung der oben beschriebenen Vorgehensweise bietet Abbildung 6.

3.5.2 Rotation des berechneten Quellgebiets in die Windrichtung

Durch eine Vektorisierung der Umfangskoordinaten dieses Quellgebiets ist es möglich, die umrandete Fläche entsprechend der Windrichtung um den Ursprung rotieren zu lassen. Auf diese Weise kann die Lage des eigentlichen Quellgebiets berechnet werden, denn bei den bisherigen Berechnungen war die Windrichtung auf Nord festgelegt. Der erste Schritt dazu ist die Berechnung des Abstandes eines Punktes vom Ursprung, also der Länge des Ortsvektors.

$$V_L = \sqrt{x^2 + y^2} \quad (32)$$

mit: V_L = Vektorlänge

Die Berechnung des Winkels dieses Vektors gegen Nord erfolgt über:

$$\alpha = \arctan\left(\frac{x}{y}\right) \quad (33)$$

mit: α = Abweichung des Längenvektors eines Punktes gegen Nord [rad]

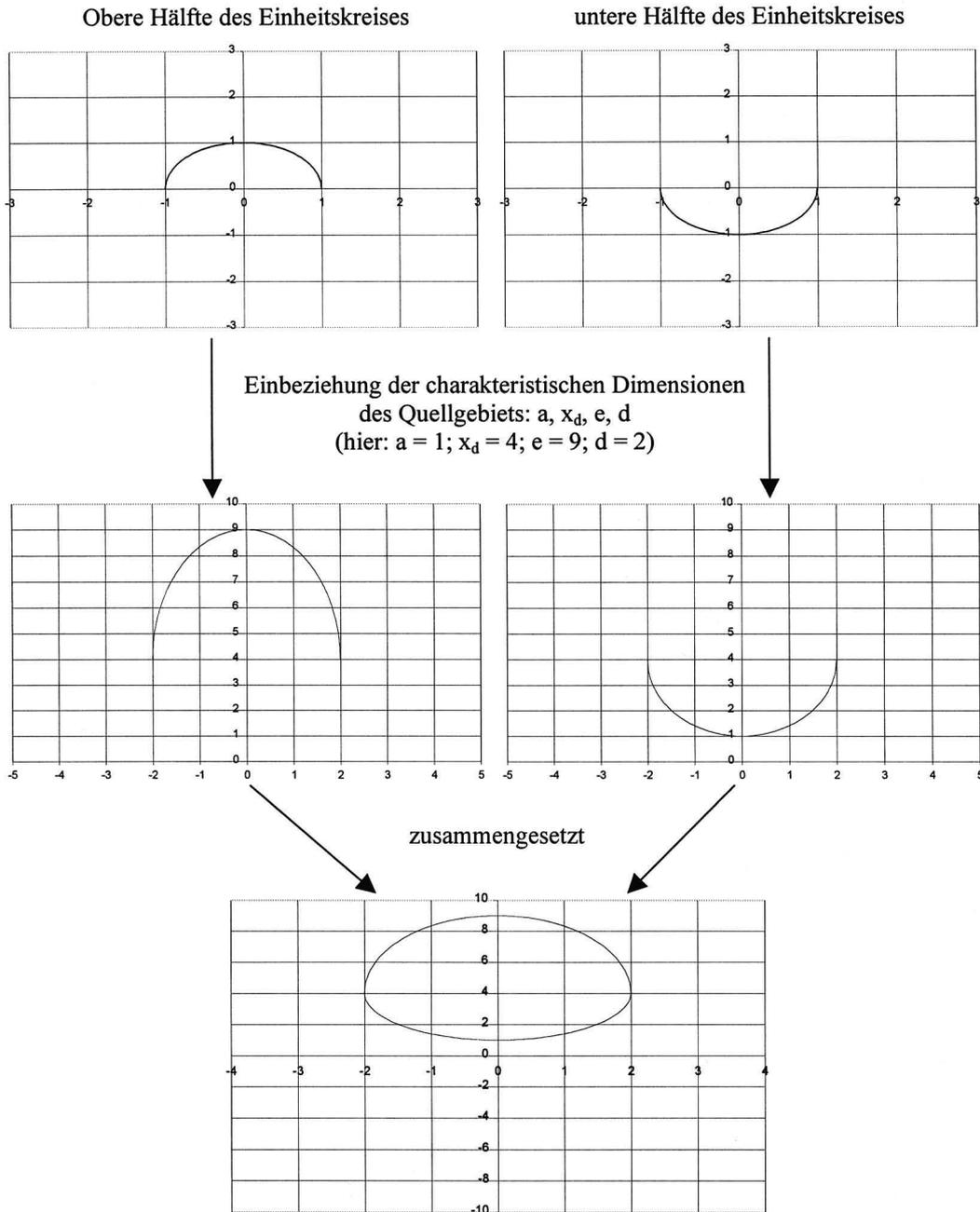


Abbildung 6: Schematische Darstellung zur Herleitung der Funktion zur Beschreibung des Quellgebiet-Rands.

Die Bestimmung der neuen, in die Windrichtung rotierten Koordinaten erfolgt unter Einbeziehung von (32) und (!Textmarke nicht definiert, NEU7) über folgende Beziehungen:

$$x_{rot} = V_L \cdot \sin(\alpha + \phi) \quad (34)$$

$$y_{rot} = V_L \cdot \cos(\alpha + \phi) \quad (35)$$

mit: x_{rot} = x-Koordinate des um die Windrichtung ϕ rotierten Punktes
 y_{rot} = y-Koordinate des um die Windrichtung ϕ rotierten Punktes
 ϕ = Windrichtung [rad]

Eine mit Hilfe der Formeln (32) bis (35) durchgeführte Rotation des berechneten Quellgebiets (Abbildung 6) ist in Abbildung 7 dargestellt. Die Windrichtung beträgt hier 168° .

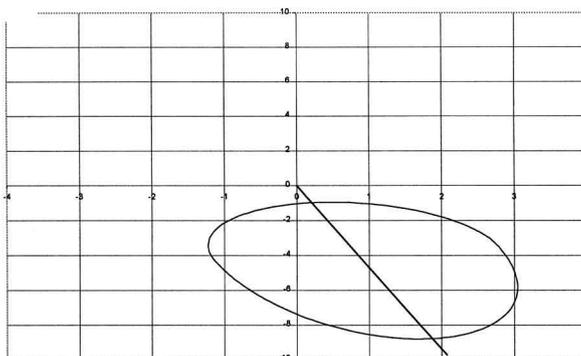


Abbildung 7: Quellgebiet aus Abbildung 1, Textmarke nicht definiert, FOOT6, rotiert um 168°

Eine Rotation des berechneten Quellgebiets auf das tatsächlich interessierende Areal in Windrichtung ist demnach mit einfachen Formelsätzen durchführbar. Die mögliche Verschneidung mit der erstellten Rauigkeitslängen-Matrix ist in der folgenden Abbildung 8 dargestellt. Auch hier ist das Quellgebiet, nach der Transformation des Einheitskreises in die Ellipsenform, in eine angenommene Windrichtung von 168° gedreht worden. Wie weiter oben schon erwähnt werden jeweils parallel zur Ordinate übereinander liegende Rasterpunkte, hier als Kreuze (x) dargestellt, als eine durchgehende Gerade aufgefasst. Im Bereich des Quellgebiets bildet diese Gerade eine Sekante. Sind die beiden Schnittpunkte bekannt, kann anhand eines entworfenen Berechnungsschemas festgestellt werden, welche der Rasterpunkte auf dieser Geraden innerhalb des Quellgebiets liegen. Hervorgehoben ist in **!Textmarke nicht definiert, FOOT1A6** die Linie durch einen Abszissenwert von $x=1$.

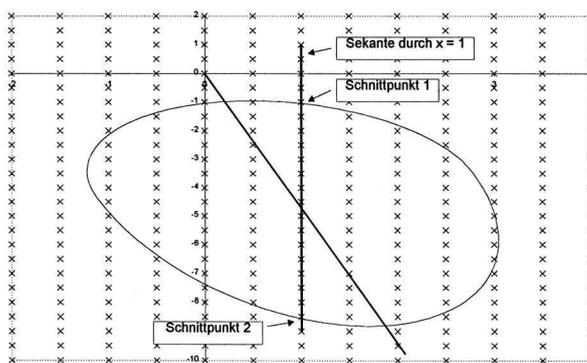


Abbildung 8: Darstellung der Schnittpunktberechnung zwischen rotiertem Quellgebiet der Bodenrauigkeit und einer ordinatenparallelen Sekante durch die Abszisse bei $x = 1$.

Die in diesem Abschnitt vorgestellte Berechnungsmethode ist allerdings weniger geeignet für den eigentlichen Zweck der Untersuchung, die Identifizierung der innerhalb des Quellgebiets liegenden Rasterpunkte der Rauigkeitslängen-Matrix. Das grundlegende Konzept für einen geeigneteren Algorithmus wird im folgenden Abschnitt erläutert.

3.5.3 Ein Algorithmus zur Verschneidung von Quellgebiet und z_0 -Matrix

Die in Abbildungen 7 und 8 dargestellte Rotation des Quellgebiets selbst ist, wie oben schon erwähnt, nicht die optimale Variante zur Schnittpunktbestimmung zwischen deren äußerem Rand und den ordinatenparallelen Geraden der z_0 -Matrix. Die mathematische Umsetzung der Identifikation von inner-

halb des Quellgebiets liegenden Rasterpunkten kann leichter durchgeführt werden, wenn man die nach Norden orientierte ellipsenförmige Fläche aus Abbildung 6 verwendet, und in diese die um den Ursprung rotierten Sekanten legt.

Die Steigung der rotierten Sekanten ist somit abhängig von der Windrichtung. Zusätzlich muss noch eine Verschiebung entlang der Ordinate vorgenommen werden, deren Wert von der relativen Position der Sekante im Koordinatensystem (s.u.) berechnet wird. Diese Anpassung kann über die folgende Geradengleichung erreicht werden:

$$y = \frac{x}{\tan(\pi - \phi)} + \frac{S \cdot L_R}{\sin \phi} \quad (36)$$

mit: S = laufende Nummer der Sekanten (Ursprungsgerade = 0)

L_R = Abstand der Rasterpunkte voneinander [km]

Der Verlauf zweier rotierter Sekanten durch das oben schon vorgestellte Quellgebiets-Beispiel (Windrichtung = 168°) ist in der folgenden Abbildung 10 dargestellt.

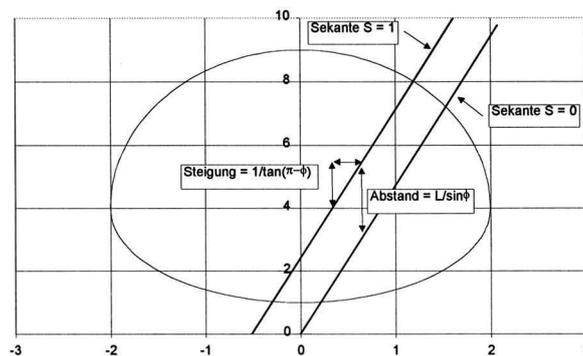


Abbildung 9: Schematische Darstellung zweier in das Quellgebiet hineinrotierter Sekanten.

Zur Berechnung der Schnittpunkte zwischen den einzelnen Sekanten und dem Rand des Quellgebiets müssen die Formeln (28) und (36) für die sensornahe Ellipsenhälfte bzw. (31) und (36) für die sensorferne Ellipsenhälfte gleichgesetzt werden. Für die Abszissenpunkte des sensornahen Anteils der Ellipse ergibt sich daraus durch die Auflösung nach x :

$$x(u)_{1,2} = \pm \sqrt{\frac{K_U^2}{F_U} - \frac{1}{F_U} + E_U^2 - E_U} \quad (37)$$

Die Komponenten K_U , F_U und E_U ergeben sich dabei als Zwischenergebnisse aus den charakteristischen Lagemaßen des Quellgebiets sowie den oben schon eingeführten Parametern S und L_R , welche die Eigenschaften der Rauigkeitslängen-Matrix näher definieren.

$$K_U = \frac{x_d}{(x_d - a)} - \frac{S \cdot L_R}{\sin \phi \cdot (x_d - a)} \quad (38)$$

$$F_U = -\left(\frac{1}{d}\right)^2 - \left(\frac{1}{\tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)}\right)^2 \quad (39)$$

$$E_U = \frac{K_U}{F_U \cdot \tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)} \quad (40)$$

Für die sensorferne Ellipsenhälfte gelten folgende Beziehungen:

$$x(o)_{1,2} = \pm \sqrt{\frac{K_O^2}{F_O} - \frac{1}{F_O} + E_O^2} + E_O \quad (41)$$

Die Eingabeparameter K_O , F_O und E_O berechnen sich nach ähnlichen Formeln wie die oben in (38) bis (40) schon aufgestellten Beziehungen für den sensornahe Anteil des Quellgebiets:

$$K_O = \frac{S \cdot L_R}{\sin \phi \cdot (e - x_d)} - \frac{x_d}{(e - x_d)} \quad (42)$$

$$F_O = -\left(\frac{1}{d}\right)^2 - \left(\frac{1}{\tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)}\right)^2 \quad (43)$$

$$E_O = \frac{K_O}{F_O \cdot \tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)} \quad (44)$$

Die genaue Herleitung der Formeln (37) bis (44) wird im Anhang beschrieben.

Die y-Koordinaten der Schnittpunkte lassen sich über Gleichung (36) bestimmen. Falls der Wurzel Ausdruck in (37) bzw. (41) negative Werte annimmt, existieren keine Schnittpunkte zwischen der betreffenden ordinatenparallelen Geraden der z_0 -Matrix und dem äußeren Rand des Quellgebiets. Im FOOTSTAB-Programm werden in diesem Fall die Ergebnisse gleich Null gesetzt, und die Berechnung wird abgebrochen. Ansonsten ergeben sich aus diesen beiden Formeln insgesamt 4 Schnittpunkte für die gesamte Ellipse: $x(u)_1$, $x(u)_2$, $x(o)_1$ und $x(o)_2$. Daher müssen die auf diese Weise ermittelten Ergebnisse noch auf ihre Plausibilität untersucht werden, da reell nur 2 Schnittpunkte vorhanden sind. Grundsätzlich müssen dabei die Ordinatenwerte der berechneten Schnittpunkte innerhalb der durch die charakteristischen Lagemaße vorgegebenen Intervalle des jeweiligen Abschnitts des Quellgebiets liegen. Dabei gilt für die sensornahe Ellipsenhälfte $a < y(u)_{1,2} < x_d$, für die sensorferne $x_d < y(o)_{1,2} < e$. Auf diese Weise lassen sich mit den vom footprint-Algorithmus ausgegebenen Längen a , x_d und e die gesuchten 2 Schnittpunkte eindeutig identifizieren.

Die Berechnung der Koordinaten der rotierten Schnittpunkte kann wiederum mit Hilfe einer Vektorsierung vorgenommen werden. Die Vektorlänge wird dabei über Formel (32) ermittelt, der Winkel ergibt sich aus:

$$\alpha_{rot} = \arctan\left(\frac{x}{y}\right) + \phi \quad (45)$$

mit: α_{rot} = Winkel des Schnittpunkt-Vektors gegen Nord im rotierten Koordinatensystem [rad]

Die eigentlichen Schnittpunkte des Randes des Quellgebiets mit der jeweiligen Sekante berechnen sich aus diesen Angaben über folgende Formel:

$$SP = V_L \cdot \cos(\alpha_{rot}) \quad (46)$$

mit: SP = Ordinatenwert des Schnittpunkts im rotierten System [km]

Auf diese Weise ergeben sich für jede Sekante 2 Schnittpunkte, die im folgenden Abschnitt dazu verwendet werden, die innerhalb des Quellgebiets liegenden Rasterpunkte zu identifizieren und somit eine effektive Rauigkeitslänge zu ermitteln.

3.5.4 Berechnung einer effektiven Rauigkeitslänge

3.5.4.1 Identifizierung der innerhalb des Quellgebiets liegenden Rasterpunkte

Das Ergebnis der oben beschriebenen Schnittpunkt-Berechnung ist im FOOTSTAB-Programm eine Matrix, die für jede Spalte der Rauigkeitslängen-Matrix einen oberen und einen unteren Schnittpunkt enthält. Anhand dieser Schnittpunkte wird im folgenden überprüft, welche der Matrixpunkte innerhalb des Quellgebiets liegen, indem folgende Formel durchlaufen wird:

$$SP_{i,1} \leq M(z_0)_{i,j} \leq SP_{i,2} \quad (47)$$

mit: i = Laufindex der Spalten der Matrix
 j = Laufindex der Zeilen der Matrix
 $SP_{i,1}$ = oberer Schnittpunkt der i -ten Sekante
 $SP_{i,2}$ = unterer Schnittpunkt der i -ten Sekante
 $M(z_0)_{i,j}$ = Matrixpunkt an der Position i, j

In Abbildung 12 wird das zurück in seine Ausgangslage rotierte System von Quellgebiet und Sekanten sowie die vorgenommene Differenzierung der Rasterpunkte dargestellt.

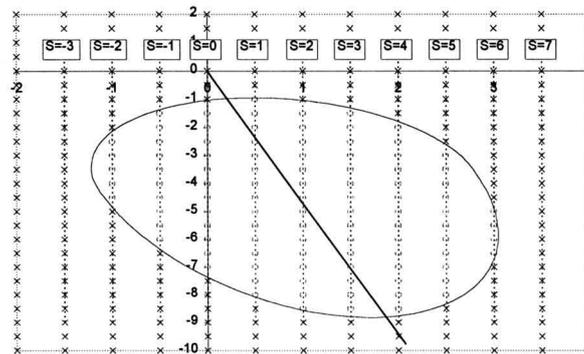


Abbildung 10: Schematische Darstellung des in die Windrichtung zurückrotierten Systems von Quellgebiet und Sekanten. Verdeutlichung der Differenzierung zwischen Rasterpunkten innerhalb (o) und außerhalb (x) der source-area.

Sind alle Rasterpunkte, die innerhalb der betrachteten Fläche liegen, identifiziert worden, werden für insgesamt 10 verschiedene Effekt-Level des Quellgebiets alle z_0 -Werte aufsummiert und die Gesamtanzahl der Punkte gespeichert. Der ungewichtete Mittelwert für die gesamte source-area kann berechnet werden, indem man von der 100%-Effekt-Level diese Gesamtsumme von z_0 dividiert durch die Summe der Rasterpunkte.

3.5.4.2 Berechnung einer effektiven Rauigkeitslänge unter Einbeziehung der Quelldichtefunktion

Um auch die Quelldichtefunktion mit in die Berechnung der effektiven Rauigkeitslänge einfließen lassen zu können, werden, wie oben schon erläutert, die Werte der unterschiedlichen Effekt-Level P verwendet. Siehe dazu auch Abbildung 2. Das footprint-Modell nach SCHMID (1997) kann grundsätzlich für jedes P -Niveau eine individuelle Fläche bestimmen, die mit der gewählten Wahrscheinlichkeit einen Einfluss auf die Messung hat. Standardmäßig gibt dessen FORTRAN-Routine, welche als Modul mit in FOOTSTAB integriert wurde, die Effekt-Level von 10 bis 100 Prozent des Gesamteffekts in Intervallabständen von 10 Prozent aus. Insgesamt werden also für 10 verschiedene Niveaus

unterschiedliche Quellgebiete der Bodeneinflüsse berechnet. Bezieht man die Einzelflächen jetzt nicht auf die Wahrscheinlichkeit, mit der sie den Sensor beeinflussen, sondern auf ihren Anteil an der Auswirkung des gesamten Quellgebiets auf die Messung, ergibt sich folgendes Bild:

Die Rasterpunkte, die sich beispielsweise innerhalb der 10-Prozent-source-area befinden, tragen insgesamt ein Zehntel zum Gesamteffekt mit bei. Diese Fläche wird vergleichsweise klein sein, und somit ist auch die Anzahl der innen liegenden Punkte normalerweise stark eingeschränkt. Die Ellipse zieht sich eng um den Punkt des maximalen Einflusses auf den Sensor. Das jeweils nächstgrößere Quellgebiet, von welchem hier 20 Prozent des Gesamteffekts auf den Sensor ausgehen, schließt die gesamten Flächen der kleineren Effekt-Level (in diesem Fall nur die 10-Prozent-source-area) mit ein, erfasst aber normalerweise zusätzlich noch weitere Rasterpunkte. Entfernt man nun aus der Gesamtmenge der für das 20-Prozent-Niveau gefundenen Punkte jene der 10-Prozent-Fläche, so verbleibt räumlich gesehen ein Ring, dessen Anteil am Gesamteffekt nur noch 10 Prozent ausmacht.

Als Berechnungsgrundlage für die gewichtete Mittelung der innerhalb des gesamten Quellgebiets liegenden Rasterpunkte werden die beiden am Ende des vorhergehenden Abschnitts eingeführten Parameter, Gesamtsumme der Rauheitslänge für ein Quellgebiet sowie die Anzahl der innerhalb liegenden Rasterpunkte, für jede der 10 Effekt-Level-Flächen zusammengestellt. Bei stark labiler Schichtungslage kann es vorkommen, dass die Gebiete mit niedrigem P-Niveau so klein sind, dass sie keinen Matrix-Punkt mit einschließen. Um sicherzustellen, dass keine Einzelfläche die gemittelte Rauheitslänge Null zugewiesen bekommt, wird in diesem Fall ein Korrekturverfahren eingesetzt. Dieses ordnet der Fläche jenes Rasterelement zu, welches den geringsten räumlichen Abstand zur Außengrenze aufweist. Anschließend werden aus jedem einzelnen Quellgebiet die Punkte entfernt, die auch innerhalb der nächstkleineren source-area liegen. Dazu werden lediglich Punktzahl bzw. Rauheitslängen-Summe voneinander subtrahiert. Nach diesem Schritt verbleiben das ursprüngliche 10-Prozent-Quellgebiet sowie 9 konzentrische ellipsenförmige Ringe, die dieses in immer größer werdenden Abständen zur maximum-source-location umschließen. Dabei wird die Anzahl der innerhalb jeder Einzelfläche liegenden Punkte mit steigendem Effekt-Level-Wert zunehmen. Durch Division der über die Subtraktion modifizierten z_0 -Summe durch die verbleibende Anzahl der innen liegenden Rasterpunkte für jedes Areal ergeben sich 10 Einzelwerte der gemittelten Rauheitslänge. Da jede der so voneinander abgegrenzten Flächen nun unabhängig von seiner Größe ein Zehntel des Gesamteffekts auf die Messung beinhaltet, kann aus diesen 10 Zwischenergebnissen durch einfache arithmetische Mittelung die gesamte Rauheitslänge unter Einbeziehung der Quelldichtefunktion ermittelt werden.

Wie unter Abschnitt 3.1 schon erwähnt, wird nach der Berechnung dieser gewichteten effektiven Rauheitslänge geprüft, inwiefern sich dieses Ergebnis vom z_0 -Eingabewert für die Berechnungen unterscheidet. Vom Anwender muss an dieser Stelle ein Schwellenwert festgelegt werden. Unterschreitet die Differenz die angegebene Schranke, so kann das Verfahren abgebrochen werden, der ermittelte Rauheitswert stellt das Endergebnis dar. Ist der Unterschied zwischen Startwert und Berechnungsergebnis zu groß, wird die Iteration fortgesetzt. Schematisch ist der Ablauf der FOOTSTAB-Algorithmien in Abbildung 13 aufgeführt.

4 Bewertung des erstellten Berechnungsschemas

Mit dem FOOTSTAB-Programm konnte ein zuverlässiges Berechnungsverfahren erstellt werden, das in der Lage ist, auf einfacher Datengrundlage über die Bedingungen der Unterlage eine effektive Rauheitslänge zu bestimmen. Als Eingabegrößen werden neben der z_0 -Matrix lediglich die oben schon aufgeführten Parameter zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms aus der Globalstrahlung sowie

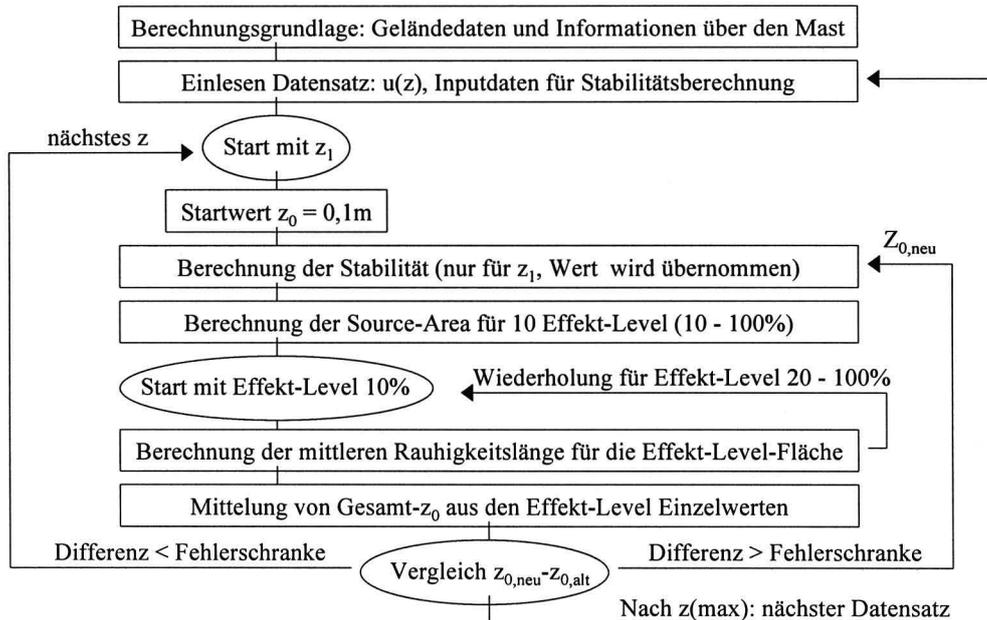


Abbildung 11: Schematischer Ablauf des FOOTSTAB-Programms für die Berechnung von effektiven Rauigkeitslängen für verschiedene Höhenniveaus eines Mastes.

die meteorologischen Messungen für die Stabilitätsparametrisierung benötigt. Mit diesen Informationen kann für jede Sensorhöhe z_m der jeweilige Einfluss der Bodenoberfläche bestimmt werden.

Die Algorithmen erfordern einen hohen Rechenaufwand, da sie aus mehreren ineinander verschachtelten Schleifen bestehen, die mehrmals durchlaufen werden müssen, bevor das Endergebnis mit der geforderten Genauigkeit vorliegt. Die Anzahl der Iterationen kann jedoch beliebig eingeschränkt werden, so dass für jede Problemstellung ein Kompromiss zwischen Bearbeitungszeit und Verlässlichkeit der Resultate gefunden werden kann. Eine derartige Einschränkung auf maximal 10 Durchläufe wird empfohlen, da es in bestimmten Situationen zu alternierenden Ergebnissen kommen kann. In diesem Fall pendelt das Endresultat von Schritt zu Schritt zwischen 2 Werten, deren Differenz nicht die geforderte Abbruchschranke unterschreitet. Die absoluten Abweichungen, die durch die vorzeitige Beendigung des Verfahrens bedingt sind, können aber vernachlässigt werden. Bei einer ausreichend hohen Fehlerschranke von 0,01 Meter konvergieren die Ergebnisse für jeden Durchlauf. In der aktuellen Variante wird durchgehend mit einer Abbruchbedingung von 0,001 Meter gearbeitet, was für den angestrebten Verwendungszweck der Ergebnisse Resultate mit zufriedenstellender Genauigkeit ergab.

5 Literaturverzeichnis

- Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y. and Bradley, E.F.: 1971, 'Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer', *J. Atmos. Sci.* **39**, 181 – 189.
- De Bruin, H.A.R. and Holtslag, A.A.M.: 1982, 'A simple parametrization of the surface fluxes of sensible and latent heat during daytime compared with the Penman-Monteith concept', *J. Appl. Meteorol.* **21**, 1610 – 1621.
- Garatt, J.R.: 1992, '*The atmospheric boundary layer*', Cambridge University Press, Cambridge, 316S.
- Göckede, M.: 2000, 'Das Windprofil in den untersten 100m der Atmosphäre unter besonderer Berücksichtigung der Stabilität der Schichtung', *Diplomarbeit an der Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie*, 141S.
- Foken, T., Jégede, O.O., Weisensee, U., Richter, S.H., Handorf, D., Görsdorf, U., Vogel, G., Schubert, U., Kirtzel, H.-J. and Thiermann, V.: 1997, 'Results of the LINEX-96/2 Experiment', *Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse Nr. 48*, 75S.
- Högström, U.: 1988, 'Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation', *Boundary-Layer Meteorol* **42**, 55 – 78.
- Holtslag, A.A.M.: 1984, 'Estimates of diabatic wind speed profiles from near-surface weather observations', *Boundary-Layer Meteorol.* **29**, 225 – 250.
- Horst, T.W. and Weil, J.C.: 1992, 'Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer', *Boundary-Layer Meteorol.* **59**, 279 - 296.
- Horst, T.W. and Weil, J.C.: 1994, 'How far is far enough? The fetch requirements for micrometeorological measurements of surface fluxes', *J. Atmos. Ocean. Technol.* **11**, 1018 – 1025.
- Leclerc, M.Y. and Thurtell, G.W.: 1990, 'Footprint predictions of scalar fluxes using a Markovian analysis', *Boundary-Layer Meteorol.* **52**, 247 – 258.
- Paulson, C.A.: 1970, 'The mathematical representation of wind speed and temperature in the unstable atmospheric surface layer', *J. Appl. Meteorol.* **9**, 857 – 861.
- Prandtl, L.: 1932, 'Meteorologische Anwendungen in der Strömungslehre', *Beitr. Phys. Atm.* **19**, 188 – 204.
- Schmid, H.P. and Oke, T.R.: 1990, 'A model to estimate the source area contributing to turbulent exchange in the surface layer over patchy terrain', *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **116**, 965 – 988.
- Schmid, H.P.: 1994, 'Source areas for scalars and scalar fluxes', *Boundary-Layer Meteorol.* **67**, 293 – 318.
- Schmid, H.P.: 1997, 'Experimental design for flux measurements: matching scales of observations and fluxes', *Agricultural and Forest Meteorol.* **87**, 179 – 200.
- Stull, R.B.: 1988, '*An introduction to boundary layer meteorology*', Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 670S.
- Schuepp, P.H., Leclerc, M.Y., MacPherson, J.I. and Desjardins, R.L.: 1990, 'Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation', *Boundary-Layer Meteorol.* **50**, 355 – 374.

Troen, I. and Petersen, E.L.: 1989, 'European Wind Atlas', published for the Commission of the European Communities, Directorate General for Science, Research and Development (Brussels, Belgium) by Risø National Laboratory, Roskilde, Denmark.

Wieringa, J., 1976, 'An objective exposure correction method for average wind speeds measured at a sheltered location', *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.* **102**, 241 – 253.

Wyngaard, J.C. and Clifford, S.F.: 1978, 'Estimation momentum, heat and moisture fluxes from structure parameters', *J. Atmos. Sci.* **35**, 1204 – 1211.

Anhang

Herleitung der Formeln (37) bis (40) für die sensornahe Ellipsenhälfte.

$$\begin{aligned}
 & -\sqrt{1-\left(\frac{x}{d}\right)^2} \cdot (x_d - a) + x_d = \frac{x}{\tan(\pi - \phi)} + \frac{S \cdot L_R}{\sin \phi} \\
 \Leftrightarrow & \sqrt{1-\left(\frac{x}{d}\right)^2} = \frac{-x}{\tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)} - \frac{S \cdot L_R}{\sin \phi \cdot (x_d - a)} + \frac{x_d}{(x_d - a)} \\
 \Leftrightarrow & \sqrt{1-\left(\frac{x}{d}\right)^2} = \frac{-x}{\tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)} + K_U, \text{ mit } K_U = \frac{x_d}{(x_d - a)} - \frac{S \cdot L_R}{\sin \phi \cdot (x_d - a)} \\
 \Leftrightarrow & 1 - \left(\frac{x}{d}\right)^2 = x^2 \cdot \left(\frac{1}{\tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)}\right)^2 - 2 \cdot x \cdot \frac{K_U}{\tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)} + K_U^2 \\
 \Leftrightarrow & -\left[x^2 \cdot \left(\frac{1}{d}\right)^2\right] - x^2 \cdot \left(\frac{1}{\tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)}\right)^2 = -2 \cdot x \cdot \frac{K_U}{\tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)} + K_U^2 - 1 \\
 \Leftrightarrow & x^2 \cdot \left[-\left(\frac{1}{d}\right)^2 - \left(\frac{1}{\tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)}\right)^2\right] = -2 \cdot x \cdot \frac{K_U}{\tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)} + K_U^2 - 1 \\
 \Leftrightarrow & x^2 \cdot F_U = -2 \cdot x \cdot \frac{K_U}{\tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)} + K_U^2 - 1, \text{ mit } F_U = -\left(\frac{1}{d}\right)^2 - \left(\frac{1}{\tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)}\right)^2 \\
 \Leftrightarrow & x^2 + 2 \cdot x \cdot \frac{K_U}{F_U \cdot \tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)} = \frac{K_U^2}{F_U} - \frac{1}{F_U} \\
 \Leftrightarrow & x^2 + 2 \cdot E_U \cdot x + E_U^2 = \frac{K_U^2}{F_U} - \frac{1}{F_U} + E_U^2, \text{ mit } E_U = \frac{K_U}{F_U \cdot \tan(\pi - \phi) \cdot (x_d - a)} \\
 \Leftrightarrow & (x + E_U)^2 = \frac{K_U^2}{F_U} - \frac{1}{F_U} + E_U^2 \\
 \Leftrightarrow & x = \pm \sqrt{\frac{K_U^2}{F_U} - \frac{1}{F_U} + E_U^2} - E_U
 \end{aligned}$$

mit: a = minimaler Abstand des Quellgebiets vom Sektor [km]

x_d = Entfernung des Punktes maximaler Breite des Quellgebiets vom Sensor [km]

e = maximaler Abstand des Quellgebiets vom Sektor [km]

d = maximale Breite des Quellgebiets [km]

ϕ = Windrichtung [rad]

S = laufende Nummer der Sekante [-]

L_R = gewählter Abstand der Sekanten im gedrehten Quellgebiet [km]

K_U, F_U, E_U = Zusammenfassung von Konstanten

Herleitung der Formeln (41) bis (44) für die sensorferne Ellipsenhälfte.

$$\begin{aligned} \sqrt{1 - \left(\frac{x}{d}\right)^2} \cdot (e - x_d) + x_d &= \frac{x}{\tan(\pi - \phi)} + \frac{S \cdot L_R}{\sin \phi} \\ \Leftrightarrow \sqrt{1 - \left(\frac{x}{d}\right)^2} &= \frac{x}{\tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)} + \frac{S \cdot L_R}{\sin \phi \cdot (e - x_d)} - \frac{x_d}{(e - x_d)} \\ \Leftrightarrow \sqrt{1 - \left(\frac{x}{d}\right)^2} &= \frac{x}{\tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)} + K_O, \text{ mit } K_O = \frac{S \cdot L_R}{\sin \phi \cdot (e - x_d)} - \frac{x_d}{(e - x_d)} \\ \Leftrightarrow 1 - \left(\frac{x}{d}\right)^2 &= x^2 \cdot \left(\frac{1}{\tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)}\right)^2 + 2 \cdot x \cdot \frac{K_O}{\tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)} + K_O^2 \\ \Leftrightarrow \left[x^2 \cdot \left(\frac{1}{d}\right)^2 \right] - x^2 \cdot \left(\frac{1}{\tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)}\right)^2 &= 2 \cdot x \cdot \frac{K_O}{\tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)} + K_O^2 - 1 \\ \Leftrightarrow x^2 \cdot \left[-\left(\frac{1}{d}\right)^2 - \left(\frac{1}{\tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)}\right)^2 \right] &= 2 \cdot x \cdot \frac{K_O}{\tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)} + K_O^2 - 1 \\ \Leftrightarrow x^2 \cdot F_O &= 2 \cdot x \cdot \frac{K_O}{\tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)} + K_O^2 - 1, \text{ mit } F_O = -\left(\frac{1}{d}\right)^2 - \left(\frac{1}{\tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)}\right)^2 \\ \Leftrightarrow x^2 - 2 \cdot x \cdot \frac{K_O}{F_O \cdot \tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)} &= \frac{K_O^2}{F_O} - \frac{1}{F_O} \\ \Leftrightarrow x^2 - 2 \cdot E_O \cdot x + E_O^2 &= \frac{K_O^2}{F_O} - \frac{1}{F_O} + E_O^2, \text{ mit } E_O = \frac{K_O}{F_O \cdot \tan(\pi - \phi) \cdot (e - x_d)} \\ \Leftrightarrow (x - E_O)^2 &= \frac{K_O^2}{F_O} - \frac{1}{F_O} + E_O^2 \\ \Leftrightarrow x &= \pm \sqrt{\frac{K_O^2}{F_O} - \frac{1}{F_O} + E_O^2} + E_O \end{aligned}$$

Mit: a = minimaler Abstand des Quellgebiets vom Sektor [km]

x_d = Entfernung des Punktes maximaler Breite des Quellgebiets vom Sensor [km]

e = maximaler Abstand des Quellgebiets vom Sektor [km]

d = maximale Breite des Quellgebiets [km]

ϕ = Windrichtung [rad]

S = laufende Nummer der Sekante [-]

L_R = gewählter Abstand der Sekanten im gedrehten Quellgebiet [km]

K_O, F_O, E_O = Zusammenfassung von Konstanten

Bisher erschienene Arbeiten der Reihe 'Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, Arbeitsergebnisse'

Nr	Name	Titel	Datum
01	Foken	Der Bayreuther Turbulenzknecht	01/99
02	Foken	Methode zur Bestimmung der trockenen Deposition von Bor	02/99
03	Liu	Error analysis of the modified Bowen ratio method	02/99
04	Foken et al.	Nachtfrostgefährdung des ÖBG	03/99
05	Hierteis	Dokumentation des Experimentes Dlouha Louka	03/99
06	Mangold	Dokumentation des Experiments am Standort Weidenbrunnen, Juli/August 1998	07/99
07	Heinz, Handorf, Foken	Strukturanalyse der atmosphärischen Turbulenz mittels Wavelet-Verfahren zur Bestimmung von Austauschprozessen über dem antarktischen Schelfeis	07/99
08	Foken	Comparison of the sonic anemometer Young Model 81000 during VOITEX-99	10/99
09	Foken et al.	Lufthygienisch-Bioklimatische Kennzeichnung des oberen Egertales, Zwischenbericht 1999	11/99
10	Sodemann	Stationsdatenbank zum BStMLU-Projekt Lufthygienisch-Bioklimatische Kennzeichnung des oberen Egertales	03/00
11	Neuner	Dokumentation zur Erstellung der meteorologischen Eingabedateien für das Modell BEKLIMA	10/00
12	Foken et al.	Dokumentation des Experimentes VOITEX-99	12/00
13	Bruckmeier et al.	Documentation of the experiment EBEX-2000, July 20 to August 24, 2000	01/01
14	Foken et al.	Lufthygienisch-Bioklimatische Kennzeichnung des oberen Egertales	02/01
15	Göckede	Die Verwendung des footprint-Modells nach SCHMID (1997) zur stabilitätsabhängigen Bestimmung der Rauigkeitslänge	03/01