

Die Höhe der internen Grenzschicht im Windfeld nach einer sprunghaften Änderung der aerodynamischen Rauigkeit der Unterlage - Beispiel Küste

A. Raabe¹⁾ und Th. Foken²⁾

¹⁾ Universität Leipzig, Institut für Meteorologie, Leipzig

²⁾ Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie
Bayreuth, Deutschland

Abstract

The paper reviews the investigations of the Working Group Oceanology of the University of Leipzig with respect to internal boundary layers in the coastal zone. After an introduction covering the definition of and approaches to determine the height of the internal boundary layers, it is clear from the experimental results that the height of the internal boundary layer can be determined with a simple parametrization based on the fetch and nearly independent of the roughness change (smooth to rough or rough to smooth). The strong practical relevance of the investigation is highlighted.

1. Einleitung

An einer Küste ändern sich die aerodynamischen und thermischen Eigenschaften der Unterlage der Atmosphäre gravierender als an jedem anderen Ort der Erde, sofern man in den Betrachtungen Veränderung der Höhenlage ausschließt. Das Strömungsfeld muss sich bei seiner Bewegung über die Küstenlinie, physikalisch gesehen über eine plötzliche Veränderung der aerodynamischen und thermischen Eigenschaften hinweg, an die neue Unterlage anpassen. Das erfolgt nicht plötzlich, sondern allmählich mit zunehmender Entfernung von Unterlagenveränderung. Der Teilbereich der atmosphärischen Grenzschicht in dem sich die Strömung bis in immer größere Höhen an die neue Unterlage anpasst wird als interne Grenzschicht bezeichnet. Der Teil der Herausbildung einer internen Grenzschicht, der innerhalb der Bodenschicht der Atmosphäre erfolgt ist dabei einer experimentellen Untersuchung und theoretischen Beschreibung relativ leicht zugänglich. In der Literatur finden sich seit gut 50 Jahren (ELLIOTT, 1958) experimentelle (BRADLEY, 1968, TAYLOR, 1969), analytische und numerische Darstellungen (z.B. CLAUBEN, 1991) dieses Transformationsprozesses (Zusammenfassungen in GARRATT, 1990; RAABE, 1991a). Dazu sind auch die Arbeiten zu zählen, die unter Leitung von P. HUPFER über mehrere Jahre hinweg durch Mitarbeiter seiner Arbeitsgruppe Ozeanologie der Universität Leipzig vorgelegt wurden (HUPFER ET AL., 1976, HUPFER und RAABE, 1994). Die experimentelle Untersuchungen erfolgten dabei an verschiedenen Küsten. Besonders die experimentelle Untersuchung der internen Grenzschicht, die sich bei ablandiger Windrichtung über der beweglichen Seeoberfläche herausbildet, hebt sich nach wie vor aus der Masse der Daten heraus, die es von anderen Autoren besonders auch für die auflandige Windrichtung gibt. Die aus diesen Daten resultierenden Ergebnisse werden im folgenden kurz dargestellt. Dabei steht die Herausbildung eines neuen Gleichgewichtswindprofils über einer neuen Unterlage im Mittelpunkt (DELLWIK und JENSEN, 2000), so dass die Transformation der thermischen Struktur der Atmosphäre in Höhen auch oberhalb der Bodenschicht der Atmosphäre hier nicht diskutiert wird (VENKATRAM, 1977, GRYNING und BATCHVAROVA, 1990).

2. Zur Definition der Höhe der internen Grenzschicht

Es ist üblich, die Höhe einer internen Grenzschicht im Windfeld (Internal Boundary Layer, IBL) h_i , die an den Wechsel der aerodynamischen Rauigkeit der Unterlage gebunden sein soll, auf verschiedene Art zu definieren. Hier wird die Höhe der internen Grenzschicht in verschiedene Teilhöhen aufgeteilt, die sich per Definition unterscheiden (s. RAO ET AL., 1974, DELLWIK und JENSEN, 2000). Schematisch sind die Verhältnisse der Transformation des vertikalen Gradienten der Windgeschwindigkeit bei Existenz einer internen Grenzschicht in Abb.1 zusammengestellt. Prinzipiell kann dabei der Übergang rau - glatt (im vorliegenden Fall ablandige Windrichtung) und glatt - rau (auf-landiger Wind) unterschieden werden.

Direkt über der neuen Unterlage bildet sich ein neues Windprofil $u_2(z)$ heraus, das sich im Gleichgewicht mit der Unterlage befindet. Diese Höhe h_e wird als die interne Gleichgewichtsgrenzschicht (new equilibrium layer, NEL) bezeichnet und das Windprofil innerhalb dieser Schicht stellt sich als

$$u_2(x > 0, z < h_e) = \frac{u_{*2}}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_{02}} + \alpha \cdot \frac{z}{L}\right) = \frac{u_{*2}}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_{01}} \cdot m + \alpha \cdot \frac{z}{L}\right) \quad (1)$$

dar, bzw. ist im neutralen Fall durch eine Schubspannungsgeschwindigkeit $u_*(z < h_e) = u_{*2} = \text{const.}$ gekennzeichnet ($m = z_{01}/z_{02}$). Dabei ist x der Abstand vom Rauigkeitswechsel (Windwirklänge, fetch). Es ist plausibel anzunehmen, dass ein neu sich herausbildendes Gleichgewicht aufgrund der thermischen Verhältnisse im Bereich $x < 0$ anfangs zu nichtneutralen Schichtungsverhältnissen führen kann. Deshalb wird hier allgemein ein bei Abweichung von neutralen Schichtungsverhältnissen sich herausbildendes logarithmisch-lineares Windprofil angegeben (L Obukhov-Länge, α Konstante in Abhängigkeit von der Wahl der universellen Funktion, $\kappa = 0.4$ v. KARMAN-Konstante) das im neutralen Fall ($z/L \approx 0$) dem logarithmischen Gleichgewichtsprofil entspricht.

Die Höhe h_e fällt mit der Höhe zusammen, bei der sich das Strömungsprofil zu 100% an die neue Rauigkeit der Unterlage z_{02} angepasst hat. Bei numerischen Berechnungsverfahren wird die Höhe an die Stelle einer 90%-igen Anpassung des neuen Schubspannungswertes an seinen zu erwartenden Gleichgewichtswert gelegt (GARRAT, 1990).

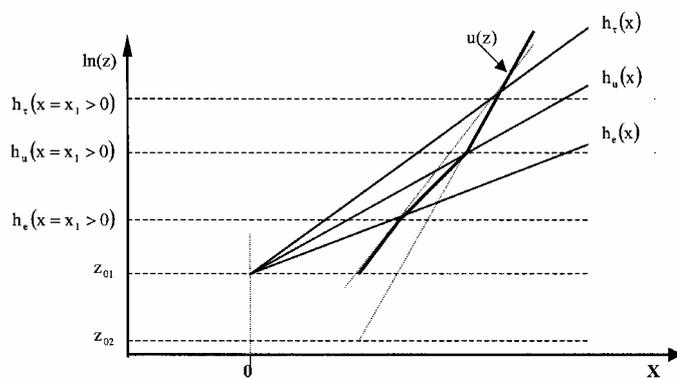
Eine weitere Möglichkeit besteht darin, die Höhe der internen Grenzschicht im Gebiet ($x > 0, z > h_u$) an die Stelle zu legen, wo die höhenveränderliche Windgeschwindigkeit noch vollständig der Gleichgewichtsgrenzschicht der vorangegangenen Unterlage entspricht, h_u . Diese wird charakterisiert durch eine aerodynamische Rauigkeit z_{01} und eine Schubspannungsgeschwindigkeit u_{*1} . Über dieser hat sich unter neutralen Schichtungsverhältnissen ein Gleichgewichtswindprofil

$$u_1(x < 0, z > h_u) = \frac{u_{*1}}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_{01}}\right) \quad (2)$$

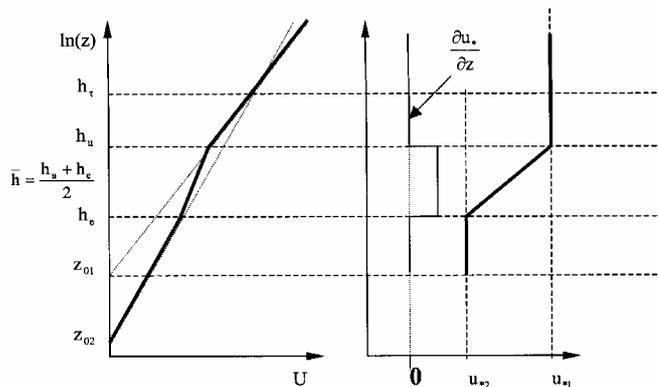
herausgebildet. Der Schnittpunkt zwischen den zwei Gleichgewichtsprofilen Gl. (1) und Gl. (2) legt für neutrale Verhältnisse auch im Gebiet $x > 0$ und für die Bedingung $u_1(z = h_\tau) = u_2(z = h_\tau)$ eine Höhe h_τ fest :

$$h_\tau = z_{01} \cdot \exp \left[\frac{M}{\frac{u_{*1}}{u_{*2}} - 1} \right] \quad \text{mit} \quad M = \ln \left(\frac{z_{01}}{z_{02}} \right) \quad (3)$$

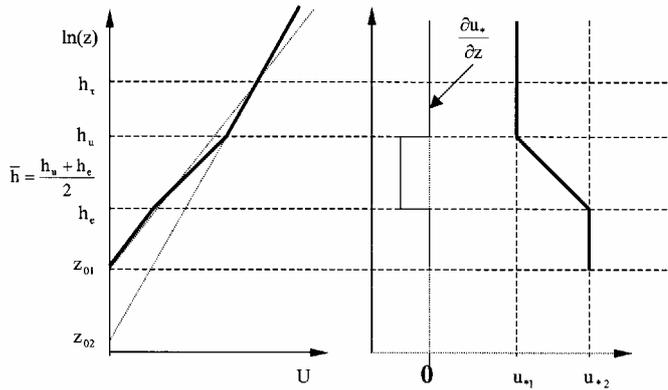
die ausgehend von konstanten Werten für u_{*1}, u_{*2}, z_{01} und z_{02} per Definition keine Veränderung mit zunehmendem Abstand x von der Rauigkeitsprungstelle zeigt. Eine Änderung $h_\tau(x)$ ist nur dann möglich, wenn im Gebiet $x > 0$ über der neuen Unterlage noch nicht das Gleichgewichtsprofil mit seinen Werten u_{*2} und z_{02} erreicht ist, sondern diese als variabel $u_{*2}(x)$ und $z_{02}(x)$ angesehen werden, was sich in entsprechenden Beobachtungen zeigen muss. Andererseits ist es plausibel anzunehmen, dass im Gebiet $x < 0$ sich ein Gleichgewichtsprofil mit $u_{*1} = \text{const.}$ und $z_{01} = \text{const.}$ eingestellt hat.



a)



b)



c)

Abb. 1: Schematische Darstellung der durch verschiedene Definitionen festgelegten Höhen einer internen Grenzschicht anhand der Entwicklung von Windgeschwindigkeitsprofilen (Definition s. Text, nach DELLWIK und JENSEN, 2000, ergänzt)

- a) Die Zunahme der Höhe der Internen Grenzschicht mit wachsender Windwirklänge
- b) Die Windprofile bei Übergang von glatt nach rau
- c) Die Windprofile bei Übergang von rau nach glatt

Die Bedingung $u_1(z = h_\tau) = u_2(z = h_\tau)$ und die Annahme $u_{*2}(x)$ bzw. $u_{*1} = \text{const.}$ führt unter Verwendung der Definition für den Reibungskoeffizienten (u_{10} Windgeschwindigkeit in $z = 10\text{m}$ Höhe) $C_{D,2}(x) = (u_{*2}(x)/u_{10})^2$ bzw. $C_{D,1} = (u_{*1}/u_{10})^2$ über

$$\frac{u_{*2}(x)}{u_{*1}} = \ln\left(\frac{h_\tau}{z_{01}} \left(\frac{x}{z_{01}}\right)\right) \cdot \left(\ln\left(\frac{h_\tau}{z_{02}} \left(\frac{x}{z_{02}}\right)\right)\right)^{-1}$$

auf $C_{D,2}(x) = C_{D,1} \cdot \left(\frac{u_{*2}(x)}{u_{*1}}\right)^2$ (4)

Diese Beziehungen können damit durch experimentelle Ergebnisse verifiziert werden (s. HUPFER, 1978).

Sinnvoll erweist sich die Auswertung von Windprofilmessungen unter dem Gesichtspunkt der Festlegung der Höhen h_e und h_u wobei das Gebiet zwischen h_e und h_u in den sich im einfachsten Fall eine lineare Veränderung der Schubspannungsgeschwindigkeit $\frac{\partial u_*(h_e \leq z \leq h_u)}{\partial z} = \text{const.}$ zur Anpassung des Wertes $u_{*1}(z \leq h_e)$ an den Wert

$u_{*2}(z \geq h_u)$ annehmen lässt. Die experimentell bestimmte Höhe der internen Grenzschicht h ist in diesem Fall dann der arithmetische Mittelwert von h_e und h_u

$$h = \frac{h_e + h_u}{2}. \quad (5)$$

Dieser Definition entsprechen die in Tab. 2 aufgeführten Werte. Eine Zusammenfassung der Beobachtungen zu Beziehungen entsprechend Gl. (5) setzt demnach eine wie auch immer geartete Proportionalität $h \propto h_i \propto h_e \propto h_u \propto h_\tau$ voraus.

3. Zur Berechnung der Höhe der internen Grenzschicht

Auf einfache Weise kann der Zusammenhang zwischen zunehmender Entfernung von der Unterlagenänderung ($x > 0$) und der Höhe der internen Grenzschicht h_i über die

horizontale Windgeschwindigkeit $u = \partial x / \partial t$ und eines vertikalen Anpassungsbereichs der proportional zur Schubspannungsgeschwindigkeit $u_{*2} = k_o \cdot (\partial z / \partial t)$ ist hergestellt werden (RAABE, 1983a).

Aus Gleichung (1) wird $\frac{dx}{dt} = \frac{k_o}{\kappa} \cdot \left(\ln \left(\frac{z}{z_{01}} \right) + M + \alpha \cdot \frac{z}{L} \right) \cdot \frac{dz}{dt}$ was bei Integration in den Grenzen $[0, x]$ bzw. $[z_{02}, h_i]$ und bei Vereinfachung $k_o = 1$ auf folgende Beziehung führt (RAABE, 1991):

$$\frac{x}{z_{01}} = \frac{1}{\kappa} \cdot \frac{h_i}{z_{01}} \left(\ln \left(\frac{h_i}{z_{01}} \right) - 1 + M \right) + \exp(-M) + \frac{\alpha}{L} \cdot \frac{z_{01}}{2} \cdot \left(\left(\frac{h_i}{z_{01}} \right)^2 - \exp(-2M) \right) \quad (6)$$

Dieser Gleichung kann durch einen exponentiellen Zusammenhang entsprochen werden:

$$\frac{h_i}{z_{01}} = a_{01} \cdot \left(\frac{x}{z_{01}} \right)^{b_{01}} \quad \text{mit} \quad z_{01} = \text{const.} \quad (7a)$$

$$\text{oder} \quad \frac{h_i}{z_{02}} = a_{02} \cdot \left(\frac{x}{z_{02}} \right)^{b_{02}} \quad (7b)$$

wobei die bei Vorgabe von α/L und M ermittelbaren Konstanten ($a_{01}, b_{01}, a_{02}, b_{02}$) mit experimentell beobachteten vergleichbar sein müssen.

Aus Gründen der plausiblen Annahme $z_{02}(x)$ (s.o.) wird die Gl. 7b hier nicht favorisiert, obwohl fast alle in der Literatur vorliegenden Auswertungen aus Messdaten eine solche Beziehung erzeugen.

Theoretisch als auch empirisch wird für den Exponenten b oft $b = 4/5$ (ELLIOTT, 1958, BRADLEY, 1968) aber auch eine Variabilität von b mit der thermischen Schichtung $b = 4/5 + c \cdot (z/L)$ (BERGSTRÖM ET AL., 1988) angegeben. Die experimentellen Daten führen hier jedoch zu keinem einheitlichen Bild. So zeigen neuere Untersuchungen zur Höhe der internen Grenzschicht (NEL) unter den definierbaren Bedingungen eines Windkanals Werte $b \ll 4/5$ (CHENG UND CASTRO, 2002).

4. Experimentelle Untersuchungen

4.1 Untersuchungen der Arbeitsgruppe Ozeanologie

Bereits wenige Jahre nach Publikation der ersten experimentellen Befunde zu internen Grenzschichten an einer Küstenlinie (TAYLOR, 1969) wurde deren Untersuchung zum Gegenstand der Forschungen am Maritimen Observatorium Zingst. Dabei standen jedoch immer die Auswirkungen dieses Phänomens auf den Energie- und Stoffaustausch und das küstennahe Feld der Meeresströmungen und Wellen im Vordergrund (HUPFER, 1978). Das besondere Interesse galt der Entwicklung der Höhe der internen Grenzschicht in Abhängigkeit von der Windwirklänge und der Art des Rauigkeitswechsels. Erste Untersuchungen dazu erfolgten während des internationalen Experimentes EKAM-73 (Einflüsse der Küste auf die Atmosphäre und das Meer) im Jahr 1973 in Zingst. Diese Untersuchungen wurden sowohl im Raum Zingst als auch bei Experimenten in anderen Küstengebieten fortgesetzt (Tab. 1) und lieferten die Datengrundlage für umfangreiche weiterführende Untersuchungen (RAABE, 1983b). Noch heute bemerkenswert, da kaum ähnliche Messungen vorliegen, sind Feinstrukturmessungen interner

Grenzschichten innerhalb ca. 1 Minute mit einem Thermistor-Anemometer-Lift (HUPFER ET AL., 1976), deren Ergebnisse nochmals in Abb. 2 gezeigt werden. Dabei zeigt sich, dass die Struktur einer internen Grenzschicht außerordentlich variabel ist und nicht mit mittleren Daten (10-30 Minuten-Mittelwerten) oder theoretischen Annahmen vergleichbar ist. Dies erklärt die Situation, dass es kaum ‚gute‘ Datensätze zum Studium interner Grenzschichten gibt (GARRATT, 1990).

Tabelle 1: Übersicht zu Experimenten der Arbeitsgruppe Ozeanologie zur Untersuchung interner Grenzschichten 1973-1980.

Experiment	Jahr	Untersuchungsgebiet	Quelle
EKAM-73	1973	Ostseeküste bei Zingst	HUPFER, 1975
Lubiatowo-74	1974	Polnische Ostseeküste	BACHSTEIN ET AL, 1976
Kamchiya-77	1977	Bulgarische Schwarzmeerküste	BELBEROV, ET. AL, 1980
Kamchiya-79	1979	Bulgarische Schwarzmeerküste	BELBEROV, ET. AL, 1983
diverse Experimente	1978/80	Ostsee- und Boddenküste bei Zingst	RAABE, 1983b

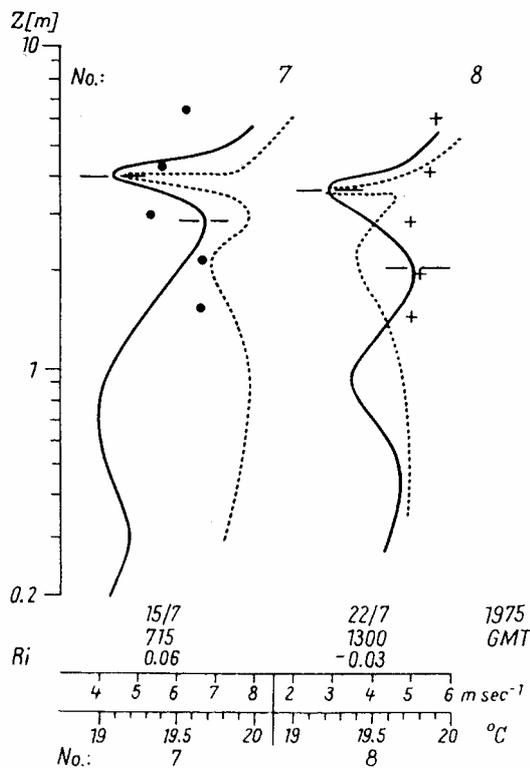


Abb. 2: Wind- und Temperaturprofilmessungen in der Küstenzone in 75 m Uferabstand nach HUPFER ET AL. (1976): volle Linie: Windprofil mit Lift gemessen, gestrichelte Linie: Temperaturprofil mit Lift gemessen, horizontale Doppellinie: Lage der internen Grenzschicht, Punkte: mittlere Windgeschwindigkeit aus Profilmessungen

4.2 Bestimmung der Höhe der internen Grenzschicht mit experimentellen Daten

Die Zusammenfassung der Daten in einer Form $h(x) = a \cdot x^b$ ohne Berücksichtigung von gleichzeitig erhobenen Werten für z_{01} und z_{02} führt auf einen einfachen, hilfreichen Zusammenhang (Tab. 2, Abb. 3) wie er mit $h(x) = 0,3 \cdot x^{0,5}$, h, x in m, oft verwendet wird (RAABE, 1983b), um die Messhöhe von Messgeräten und einen störenden

Einfluss von internen Grenzschichten auf die Messungen auszuschließen (JEGEDE und FOKEN, 1999). Ziel ist es dabei, die Messgeräte unterhalb der internen Grenzschicht, möglichst innerhalb der NEL anzuordnen, um die Wechselwirkung der Luftströmung mit der Unterlage auch dann experimentell bestimmen zu können, wenn eine Landschaft (wie das üblicherweise immer der Fall ist) nicht durch eine ausgeprägte Homogenität der Unterlage charakterisiert ist.

Die Unterschiedlichkeit der Beobachtungsergebnisse für die auflandige bzw. ablandige Windrichtung zeigt sich dann, wenn die Daten aus Tab. 2 unter der Annahme $h_1 = h$ und unter Berücksichtigung der gleichzeitig beobachteten aerodynamischen Rauigkeiten in einer mit Gleichung 7a bzw. 7b vergleichbaren exponentiellen Funktion ausgedrückt werden. So ergeben sich die in Tab. 3 zusammengestellten Werte für die entsprechenden Konstanten.

Das führt letztlich auf eine Veränderung der Schubspannungsverhältnisse bzw. des Reibungskoeffizienten mit zunehmender Entfernung x (m) von der Uferlinie entsprechend den Darlegungen unter Abschn. 2 (Gl. 4).

Ablandiger Wind: Übergang rau - glatt

$$\frac{u_{*2}}{u_{*1}}(x) = 0,23 \cdot x^{0,13} \quad \text{bzw.} \quad C_{10,2}(x) = 0,25 \cdot 10^{-3} \cdot x^{0,26} \quad (8a)$$

Auflandiger Wind: Übergang glatt - rau

$$\frac{u_{*2}}{u_{*1}}(x) = 1,84 \cdot x^{-0,036} \quad \text{bzw.} \quad C_{10,2}(x) = 4,27 \cdot 10^{-3} \cdot x^{-0,07} \quad (8b)$$

Tabelle 2: Experimentell bestimmte Höhen h der internen Grenzschicht bei ablandigen Wind (Übergang rau - glatt) und auflandigen Wind (Übergang glatt - rau) an einer Küste (RAABE, 1991a,b)

rau - glatt		$\bar{m} = 343$	$\bar{m} = 5,8$			$\bar{z}/\bar{L} = 0,11 \pm 0,05$
		$\bar{z}_{01} = 0,027\text{m}$	$\bar{z}_{02} = 7,76\text{E-}05\text{m}$			
x (m)	h (m)	z_{01} (m)	z_{02} (m)	m	M	\bar{z}/\bar{L}
8,6	0,85	0,029	7,40E-06	3,92E+03	8,27	0,094
12,4	1,05					0,094
17,8	1,3					0,052
22,4	1,67					0,067
27,4	1,6					0,112
36,7	1,87					0,168
48	1,8					0,090
110	2,1					0,189
230	7,8	0,026	0,00025	1,04E+02	4,64	>0
300	8					
750	10					
170	6	0,022	0,0001	2,20E+02	5,39	>0
110	6					
50	2,1					
25	1,6					
100	3,3					
glatt - rau		$\bar{z}_{01} = 0,00013\text{m}$	$\bar{z}_{02} = 0,005\text{m}$	$\bar{m} = 2,60\text{E-}02$	$\bar{M} = -3,65$	$\bar{z}/\bar{L} = -0,12 \pm 0,09$
x (m)	h	z_{01} (m)	z_{02} (m)	m	M	\bar{z}/\bar{L}

	(m)					
4,6	0,63	0,00013	0,005	2,60E-02	-3,65	-0,063
7,4	0,74					-0,044
9	1,1					-0,209
11,1	1,45					-0,218
23,7	1,3					-0,156
40	1,7					-0,010
1	0,37					<0
5	0,7					<0
13	1,2					<0

Tabelle 3: Auf experimentellen Daten beruhende Zusammenhänge zwischen der Höhen h der internen Grenzschicht und der Windwirklänge x (fetch)

	$\frac{h}{z_{01}} = a_{01} \cdot \left(\frac{x}{z_{01}}\right)^{b_{01}}$		$\frac{h}{z_{02}} = a_{02} \cdot \left(\frac{x}{z_{02}}\right)^{b_{02}}$	
	a_{01}	b_{01}	a_{02}	b_{02}
ablandiger Wind, rau-glatt $z_{01} < z_{02}$	0,82	0,62	0,49	0,83
auflandiger Wind, glatt - rau $z_{01} > z_{02}$	57,00	0,44	7,29	0,44

Im Vergleich zum auflandigen Wind weisen im Fall des ablandigen Windes die Messungen auf eine wesentlich stärkere Variabilität des Reibungskoeffizienten hin. Ein Ergebnis, das sich durch die bewegliche Meeresoberfläche erklären läßt, an der durch die am Ufer beginnende Windreibung erst mit zunehmender Entfernung (x) Strömung und Seegang induziert werden. Den Wert des Reibungskoeffizienten für die offene See ($C_{10} \approx 1,3 \cdot 10^{-3}$ würde nach Gl. (9a) erst in einer Entfernung von der Küste von rund 600m erreicht. Auf diese Variabilität und die daraus resultierenden Konsequenzen für die Berechnung ufernaher Strömungs- und Seegangsfelder hat HUPFER (1978) aufmerksam gemacht. Die dort angesprochenen Konsequenzen wurden in Arbeiten von RAABE UND BAUDLER (1980); RUDOLPH (1993) oder auch bei GEERNAERT und SMITH (1998), VICKERS und MAHRT (1997) aus verschiedenen Blickwinkeln näher untersucht.

Leider lassen sich die experimentellen Daten nicht besonders gut einem exponentiellen Zusammenhang zuordnen, der nach theoretischen Überlegungen ein Anwachsen der Höhe der internen Grenzschicht mit einem Exponenten $b \approx 4/5$ sieht. Eine Analyse der Gl. (5) unter Berücksichtigung mittlerer Rauigkeitsunterschiede, sowie unter Verwendung eines mittleren Wertes für eine stabile Schichtung ($z/L > 0$, s. Tab. 2) bei ablandigem Wind zeigt jedoch, dass Exponenten $b < 4/5$ ohne weiteres darstellbar sind. Nur für einen nahezu neutral geschichtete Bodenschicht ($z/L \approx 0$) wird der Wert $b = 4/5$ erreicht (s. RAABE, 1991b).

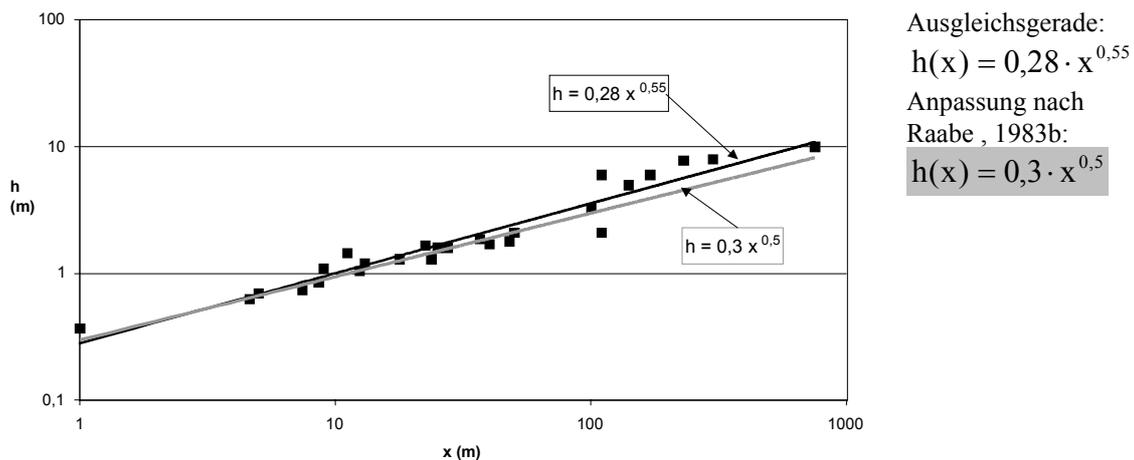


Abb. 3: Zusammenhang zwischen der Höhe der internen Grenzschicht h und der Windwirklänge x wie er sich aus den Daten nach Tab. 2 ableiten lässt, unabhängig davon ob die interne Grenzschicht sich bei auflandigen Wind über dem rauen Land oder bei ablandigen Wind über der glatten Seeoberfläche herausbildet (Werte in (m) einsetzen).

5. Schlussfolgerungen

Interne Grenzschichten sind sowohl im Experiment als auch in der Modellierung eine Störgröße, die noch nicht adäquat behandelt werden kann. Um aber die Eigenschaften der bodennahen Luftschichten über heterogener Unterlage messen und modellieren zu können, ist der Nachweis interner Grenzschichten unerlässlich (FOKEN, 2003). Gleiches gilt bei der Nutzung der Windenergie im heterogenen Gelände oder in Küstennähe (WMO, 1981).

Bei der Modellierung ist zumindest bei Gitterweiten < 1 km die interne Grenzschicht in die Modellgleichungen einzubeziehen. Dabei steht man im Moment aber noch am Anfang, da Modelle mit hoher räumlicher Auflösung in der Regel noch mit gröbermaßstäblicher Modellphysik arbeiten (HERZOG et al. 2002).

Mit den vorliegenden Untersuchungen zu internen Grenzschichten, zu denen die Arbeiten der Arbeitsgruppe Ozeanologie der Universität Leipzig einen nicht zu vernachlässigenden Beitrag geliefert haben, konnte gezeigt werden, dass trotz der komplizierten Struktur interner Grenzschichten und verschiedener Herangehensweisen ihrer Definition man mit relativ einfachen Mitteln die Höhe der nicht gestörten Schicht unterhalb der Störungsschicht der internen Grenzschicht abschätzen kann. Generelle Defizite hinsichtlich der theoretischen Beschreibung und der Erklärung der hohen Variabilität experimenteller Ergebnisse bleiben aber weiterhin bestehen.

Literatur

- BACHSTEIN, U. T. FOKEN und P. HUPFER: The wind profile in the near shore zone during the "Lubiatowo 74" experiment. Raporty MIR, Gdynia, Seria R (1976) 2a, 55-61
- BELBEROV, Z. K., ET. AL, (HRSG.): Interaction of the atmosphere, hydrosphere and lithosphere in the nearshore zone, results of the international experiment "Kamchiya- 77". Inst. Morski Isledov. i Okeanologii, Varna. Isdat. Bolgarsk. Akadem. Nauk, Sofia (1980) 314S. (in russisch).

- BELBEROV, Z.K., ET. AL, (HRSG.): Interaction of the atmosphere, hydrosphere and lithosphere in the nearshore zone, results of the international experiment "Kamchiya- 79". Inst. Morski Isledov. i Okeanologii, Varna. Isdat. Bolgarsk. Akadem. Nauk, Sofia (1983), 244S. (in russisch).
- BERGSTRÖM, H., P.E. JOHANNSON AND A.S. SMEDMAN: A study of wind speed modification and Internal Boundary Layer Heights in a Coastal Region. *Boundary-Layer Meteorol.* 42 (1988), 313-336
- BRADLEY, E.F.: A micrometeorological study of velocity profiles and surface drag in the region modified by change in surface roughness. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 94 (1988), 361-379
- CHENG, H., AND I.P. CASTRO: Near-wall flow development after a step change in surface roughness. *Boundary-Layer Meteorol.* 105 (2002), 411-432
- CLAUBEN, M.: Die bodennahe Luftströmung über inhomogenen Oberflächen. *Habil Schr., MPI f. Meteorol. Examensarb. Nr. 13, Hamburg, 1991, 147S.*
- DELLWIK, E., AND N.O. JENSEN: Internal equilibrium layer growth over forest. *Theor. & Appl. Climatol.* 66 (2000), 173-184
- ELLIOTT, W.P.: The growth of the atmospheric internal boundary layer. *Trans. Amer. Geophys. Union* 39 (1958), 1048-1054
- FOKEN, T.: *Angewandte Meteorologie, Mikrometeorologische Methoden.* Springer, Heidelberg 2003, 289 S.
- GARRATT, J.R.: The Internal Boundary Layer - a Review. *Boundary-Layer Meteorol.* 50 (1990), 171-203
- GEERNAERT, G.L., and J.A. SMITH: On the fetch dependent drag coefficient over coastal and inland seas. *NERI Techn. Rep. Roskilde, 230 (1998), 20 pp.*
- GRYNING, S.E., and E. BATCHVAROVA: Analytical model of the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 116 (1990), 187-203
- HERZOG, H.-J., G. VOGEL, and U. SCHUBERT: LLM - a nonhydrostatic model applied to high-resolving simulation of turbulent fluxes over heterogeneous terrain. *Theor. & Appl. Climatol.*, 73 (2002), 67-86
- HUPFER, P.: Characteristics of the wind field in the near-shore zone of the sea. *Raporty MIR, Gdynia, Seria R (1975) 1a, 41-61*
- HUPFER, P.: Zur Abschätzung der Schubspannung des Windes an der Meeresoberfläche bei kurzen Windwirklängen. *Gerlands Beitr. Geophys., Leipzig, 87 (1978), 263-266*
- HUPFER, P., T. FOKEN, and U. BACHSTEIN: Fine structure of the internal boundary layer in the near shore zone of the sea. *Boundary-Layer Meteorol.*, 10 (1976), 503-505
- HUPFER, P. and A. RAABE: Meteorological transition between land and sea in the microscale. *Meteorol. Z., N.F.*, 3 (1994), 100-103
- JEGEDE, O. O. and T. FOKEN: A study of the internal boundary layer due to a roughness change in neutral conditions observed during the LINEX Field Campaigns. *Theor. & Appl. Climatol.*, 62 (1999), 31-41
- RAABE, A.: On the relation between the drag coefficient and fetch above the sea in the case of off-shore wind in the near-shore zone. *Z. Meteorol.* 33 (1983a), 363-367
- RAABE, A.: Zur Wechselwirkung von Meer und Atmosphäre in Küstennähe unter Berücksichtigung der internen Grenzschicht im Windfeld der atmosphärischen Bodenschicht. *NKGG ADW d. DDR, Geod. Geoph. Veröff. R. IV (1983b) H. 38, 22-54*
- RAABE, A. and H. BAUDLER, 1988: Variations in the numerically calculated field of flow when using a variable drag coefficient for a small body of water. *Acta Hydrophys.* 32 (1988), 201-207
- RAABE, A.: Die Höhe der internen Grenzschicht. *Z. Meteorol.* 41 (1991a), 251-261
- RAABE, A.: Zur Wechselwirkung von Atmosphäre und Meer sowie Atmosphäre und Land in unmittelbarer Nähe einer Küste. *Geophys. Veröff. Univ. Leipzig, 4(1991b), 57-73*

- RAO, K. S., J. C. WYNGAARD, and O. R. COTÉ: The structure of the two-dimensional internal boundary layer over a sudden change of surface roughness. *J. Atm. Sci.* 31(1974), 738-746
- RUDOLPH, E.: Impulsaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean im Küstenbereich. GKSS Geesthacht /E/57 (1993), 93 S.
- TAYLOR, P. A.: On wind and shear stress profiles above a change in surface roughness. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 95(1969), 77-91
- VENKATRAM, A.: A model of internal boundary layer development. *Boundary-Layer Meteorol.* 11(1977), 419-437
- VICKERS D. and L. MAHRT: Fetch limited drag coefficients. *Boundary Layer Meteorol.* 85(1997), 53-79
- WMO. Meteorological aspects of the utilization of wind as an energy source. WMO, Techn. Note, 175 (1981), 180 pp.