

880.



Deutsche Seewarte.

**Aerologische und Hydrographische Beobachtungen
der Deutschen Marine-Stationen während der Kriegszeit 1914–1918.**

Heft 4.

Die Beobachtungen der
Marinedrachenstationen Breedene/Meer und St. Michel
bei Brügge in den Jahren 1915–1918.

- C. See- und Landbrise an der flandrischen Küste. D. Beobachtungen über die
Turbulenz des Windes, besonders in der freien Atmosphäre.
E. Die Temperaturverhältnisse mit einem Anhang: Feuchtigkeit
und Wolkenhöhen.

Von

Dr. Wilhelm Pöppler.

Mit 6 Textfiguren und 2 Tafeln.

HAMBURG 1922.

Druck von Hammerich & Lesser in Altona.

Deutsche Seewarte.

**Aerologische und Hydrographische Beobachtungen
der Deutschen Marine-Stationen während der Kriegszeit 1914–1918.**

Heft 4.

**Die Beobachtungen der
Marinedrachenstationen Breedene/Meer und St. Michel
bei Brügge in den Jahren 1915–1918.**

**C. See- und Landbrise an der flandrischen Küste. D. Beobachtungen über die
Turbulenz des Windes, besonders in der freien Atmosphäre.
E. Die Temperaturverhältnisse mit einem Anhang: Feuchtigkeit
und Wolkenhöhen.**

Von

Dr. Wilhelm Pepler.

Mit 6 Textfiguren und 2 Tafeln.

HAMBURG 1922.

Druck von Hammerich & Lesser in Altona.

C. See- und Landbrise an der flandrischen Küste.

Reine See- und Landwinde sind an der Küste Flanderns keine häufige Erscheinung, da in diesem Klima die allgemeinen Luftdruckunterschiede in der Regel so groß sind, daß das durch die täglichen Temperaturunterschiede zwischen Land und Meer entstehende Druckgefälle nicht zur Geltung kommt. Vorbedingung für die Entwicklung der Seebrise ist heiteres bis wolkeiges Wetter mit starker Wärmeinstrahlung und sehr geringen Luftdruckunterschieden. In den Monaten April—Juni sind die Temperaturunterschiede zwischen Land und See am Tage am größten, da die See noch kalt ist, das Festland aber sich bereits stark erwärmt. Aber die Witterung ist in diesen Monaten meist schlechter als im Hochsommer, wo wiederum die Temperatur des Seewassers wesentlich höher ist als früher.

Da ich seit Juni 1915 an der Drachenstation Breedene besonders auf den Seewind geachtet und die Seewindtage durch in das Tagebuch eingetragene Beobachtungen genau verfolgt habe, ist es möglich, einige Beiträge zur Kenntnis des flandrischen Seewindes zu geben. Diese direkt dem Tagebuch entnommenen Beobachtungen und Aufzeichnungen sollen zusammen mit den aerologischen Messungen der betreffenden Seewindtage zunächst mitgeteilt werden.¹⁾

¹⁾ Die Zusammenstellung ist nicht vollständig, da nachträglich, um die Arbeit zu kürzen, ein Teil gestrichen werden mußte

26. August 1915.		Piloten		
H	5a 0 ≡°	1 ³⁰ p 0 ∞°	6 ³⁰ p 0	
Unten	Still	NNE 5	NNE 2	
200	NE 3	NE 6	NE 5	
500	NE 3	ENE 4	ENE 4	
1000	ENE 5	ENE 3	NNE 3	
1500	NE 5	NE 3	N 1	
2000	NNE 5	N 4	NNW 3	
2500	N 4	N 6	NNW 5	

Seewind kommt gegen 9a auf.

Die allgemeine Luftbewegung weicht nicht sehr von der Seewindrichtung ab. Früh a herrscht Stille, um 9a kommt die Seebrise aus NNE auf, um 6.30p flaut sie am Boden wieder ab. Wie die Piloten zeigen, äußert sich der Übergang zum Seewind in einer Linksdrehung; in einer oberen Schicht bei 1000 m flaut zur Zeit des Seewindes der Wind ab, was auf die Schwächung des allgemeinen Druckgefälles durch die Tendenz zur Ausbildung einer Seewindgegenströmung zurückzuführen ist.

8. September 1915.		Piloten.		
H	5a 7, ca. ≡°	1 ³⁰ p 7, ca.		
Unten	Still	NE 3		
200	SSE 3	ENE 4		
500	SE 2	ESE 4		
1000	Still	E 4		
1500	NE 3			
2000	NNE 3			
2500	NE 5			

Beim Morgenpiloten Landwind aus SSE bis ca. 500 m Höhe, darüber Gegenströmung aus NE. Nachmittags Seebrise aus NE, bis ca. 200 m Höhe reichend.

14. März 1916.		Pilot.		
H	5 ⁴⁰ a 6, a-st.	H		
Unten	S 2	1500	S	11
200	SSW 7	2000	SSW	10
500	SSW 6	2500	SSW	10
1000	S 7	3200	SSW	11
Drachenversuch.				
7—8a 9, st-cu				
H	t°	R.-F.	W	
Unten	8.8	90	S	1
200	8.5	98	SSW	6
370	7.6	100	SSW	5
Bodeninversion auf 9.0 in 100 m.				

5 ⁴⁰ a S 2	Bew. 8, a-st. sichtig	} Landwind
6 ⁵⁷ a S 1	„ 8, „ „	
9 ⁸ a SW 2	von See zieht st. au	} Seewind
9 ³⁸ a W 2	rasch aufziehender ≡ 1	
3 ²⁸ p N 1	≡ ztw. aufbrechend	
5 ³⁸ p NE 2	≡°	
7 ⁸ p ENE 1	10, st., ≡°	

Bis 8a Landwind aus S; um 9a setzt die Seebrise ein, verbunden mit rasch aufziehenden st und ≡, und Temperatursturz. Der Wind führt im Laufe des Tages eine Drehung von S über W und N nach ENE aus.

Witterungsverlauf: Früh a hohe Wolken, Wind aus S. Gegen 9a plötzlich aufziehender Nebel und Temperatursturz, Seewind kommt auf.

1. Mai 1916. Piloten.		Drachenaufstieg:		
4 ⁸ a 0		5 ⁵⁴ a—8 ⁴ a ∞ 0,°		
Unten	H	t°	R.-F.	W
200 E 7		10.2	92	E 3
500 ESE 8	200	13.8	60	EzN 9

1000	ESE 8	500	12.2	60	EzN 12
1500	ESE 9	1000	8.1	64	E 11
2000	ESE 9	1500	3.5	71	EzS 14
2500	ESE 13	2000	-0.8	82	EzS 15
3000	ESE 14	2250	-2.5	78	EzS 16

Bodeninversion auf 14.5 in 120 m.

Witterungsverlauf:

4 ³⁸ a	ENE 2	Bew. 0
9 ⁴⁵ a	ENE 3	Bew. 0, sichtig
10 ³⁸ a	ENE 6-8	Bew. 1, fr-cu in Bildung
12 ¹² p	NNE 8-9	Bew. 2, cu, fr-cu, diesig
1 ³⁶ p	NNE 7-8	Bew. 4, cu, fr-cu, ∞ ¹
4 ⁸ p	NNE 8-9	Bew. 4, cu, ∞ ¹
9 ⁸ p	NE 10	Bew. 8, cu, st-cu

Drachenaufstieg: 12³⁸p—2²⁶p Bew. 5—7, cu, diesig

H	t°	R.-F.	W
Unten	15.5	69	NNE 6—8
200	17.3	55	NNE 10—12
500	17.0	55	E 9
1000	10.8	62	EzS 9
1500	5.6	85	EzS 10
1680	3.8	100	ENE 12

Seewindinversion bis 200 m. Cumuli ziehen mit dem Oberwind. Basis bei ca. 1200 m.

Früh a schwache Landbrise aus ENE. Gegen 10a dreht der Wind nach NNE und frischt stark auf (bis 10 ms). Die in Taf. 1, Fig. 1 dargestellten Zustandskurven der Temperatur sind sehr interessant. Um 5.54a Landwindinversion bis 100 m, 12.37p Seewindinversion bis 500 m, die zeigt, daß die abkühlende Wirkung der Seebrise sehr hoch hinaufreicht. Bei 1000—1500 m im Cu-Niveau überadiabatische Gradienten, sowohl im Aufstieg wie im Abstieg. Die Cumuli ziehen mit dem Oberwind aus EzS und sind noch weit über See zu verfolgen. Man könnte diese Cumuli, die keine Tendenz zur Auflösung über See zeigen, ja sogar sich draußen neu bilden, dynamische Cumuli nennen. Jedenfalls zeigt die Beobachtung, daß Cumulusbildung möglich ist, ohne Kontakt mit der Erdoberfläche.

2. Mai 1916.

Piloten.

H 4¹³a Bew. 4, ci-st 1¹²p Bew. 8, ci, ci-st 4²⁸p Bew. 10 cu-ni, a-st

Unten	NE 5	NNE 6	Still
200	NE 7	E 5	ENE 4
500	ESE 13	E 3	ESE 1
1000	SSE 4	SSE 5	S 3
1500	SSE 4	SSE 5	S 5
2000	SSE 6	SSE 6	S 4
2500	SE 4	SSE 4	S 7
3000	—	SE 6	S 9

Drachenaufstieg: 6³⁶a—8³⁹a Bew. 5, ci-st

H	t°	R.-F.	W
Unten	10.2	90	NE 4-6
200	10.7	80	EzN 13-15
400	10.3	75	E 7-8
500	12.0	65	E 7
1000	9.8	65	EzS 6
1270	7.6	64	EzS 4

Drachenaufstieg: 12⁷p—12⁴⁸p, Bew. 5-7, cu, ci-st

H	t°	R.-F.	W	Bodeninversion bis 60 m.
Unten	14.7	78	NNE 5-7	
60	15.7	75	NNE 6-7	
220	14.5	70	EzN 5	

Am Boden flache Windschicht mit Böen bis 12 ms.

Witterungsverlauf:

1 ¹³ p	NNE 6—7, Bew. 6—8, ci-st, cu
2 ⁴³ p	NNE 3, Bew. 8, ci-st, cu-ni, cu, Gewitterherd im SW
3 ¹⁸ p	NNE 3—4, Bew. 10, cu-ni ● ¹ .

Dieser Fall ist kein ganz typischer Seewind. Die Seebriseninversion reicht nur bis ca. 60 m Höhe und stellt eine böige Windschicht vor mit Böen bis zu 12 ms.

12. Mai 1916.

Piloten. 3³⁴a, Bew. 5, st, st-cu

Unten SSE 1, 200 SSE 4, 300 S 2, 600 SSW 3

Fesselballonaufstieg: 7⁸a—7³⁵a, Bew. 6-8, st-cu

H	t°	R.-F.	W
Unten	11.5	88	SSE 1-2
200	10.2	90	SSE 4
500	9.3	100	S 2
1000	7.0	88	SW 3
1500	5.7	84	WzN 3
1900	4.5	80	NNW 5

st-cu bei 400—500 m.

Fesselballonaufstieg: 1²p—1³³p, Bew. 4, a-cu

H	t°	R.-F.	W
Unten	13.5	84	NW 2
200	12.3	80	N 3
500	10.3	80	NW 2
1000	9.2	80	NW 3
1500	6.0	75	NW 4
2000	3.5	70	NW 4
2300	2.0	65	NW 3

Im Abstieg dreht der Wind unten plötzlich nach NE.

Witterungsverlauf.

9⁴⁸a NW 2 (Seewind seit ca. 9a) Bew. 7, st-cu

4⁸p NNE 3 Bew. 4, a-cu.

Der Frühpilot und der Fesselballon zeigen eine sehr hoch hinaufreichende Landbrisen-schicht, aus SSE bis S. Die Seebrise kommt gegen 9a auf, der Wind dreht nach NW und später weiter nach NNE. Eine Seewindinversion ist beim Nachmittagsaufstieg zwar nicht vorhanden, doch ist der Temperaturgradient in der Bodenschicht für die Tageszeit sehr gering. Dies ist Seewindeinfluß, ebenso wie die vertikale Feuchtigkeitsabnahme über dem Boden.

18. Mai 1916.

Fesselballonaufstieg 7³⁴a—8a, Anfangs ≡¹, am Schluß i. Auflös.

H	t°	R.-F.	W	Bodeninversion bis ca. 200 m.
Unten	12.0	98	Still	
200	14.5	80	NNE 4-5	

500	14.2	60	NNE	4-6
1000	12.7	53	NNE	3
1500	11.5	50	N	3
2000	10.0	47	NzW	2
2350	8.5	54	NzW	2

Fesselballonaufstieg: 1^{8p}-1^{48p}, Bew. 0

H	t°	R.-F.	W
Unten	15.8	84	N 3-4
200	15.5	80	NNE 4-5
500	14.4	80	NNE 3-4
1000	12.4	68	NNE 3-4
1500	9.7	67	NNE 4
2000	8.3	65	NNE 4
2270	7.0	60	NNE 4-5

Wind sehr böig, besonders in der Bodenschicht.

Witterungsverlauf: 4^{8a} ≡² Still
 7^{8a} ≡⁰ „ „ Himmel durchscheinend
 7^{88a} N 3 ≡¹ in Auflösung
 9^{88a} N 5 ≡⁰
 4^{88p} NNE 6 ∞¹
 5^{88p} NNE 3, etwas diesig
 7^{17p} NE 5, „ „

Nachts herrscht Windstille bis 200 m mit Nebel und Bodeninversion. Diese Schicht löst sich mit dem Nebel gegen 7a auf, die Seebrise trifft aus N ein und dreht allmählich nach NE. Der Fesselballonaufstieg von 1.8p zeigt gut die Aerologie des Seewindes. In der kalten Brisenschicht bis 200 m Höhe herrscht fast Isothermie. Die relative Feuchtigkeit ist für die Tageszeit sehr hoch (84 %). In größeren Höhen ist, wie im vorangehenden Falle der Temperaturgradient gering, es sind keine adiabatischen Gradienten zu beobachten. Die Seewindschicht ist sehr böig.

19. Mai 1916.

Piloten.

H	3 ^{24a} , Bew. 3, ≡ ¹	2p, Bew. 1, ci	6 ^{8p} , Bew. 1, ci
Unten	NE 1-2	NNE 5-8	NNE 4-6
200	NE 5	NEzE 5	ENE 4
500	NE 6	E 4	ENE 5
1000	NE 8	NEzE 7	NEzE 7
1500	NE 5	NE 7	NE 7
1650	NNE 7	—	—
2000	—	NNE 7	NNE 6
2500	—	NNE 11	NzE 10

Drachenversuch: 12⁰-12^{52a}, Bew. 1, ci

H	t°	R.-F.	W
Unten	14.5	83	NNE 4-7
70	14.2	76	NE 5-8
200	13.8	70	EzN 4-6
480	13.8	57	ENE 4

Der Seewindeinfluß äußert sich bei der allgemeinen Richtung des Druckgefälles nach SW nur in einem starken Auffrischen des Windes von 2 auf 8 ms um 2p, verbunden mit Linksdrehung von NE nach NNE. Der Drachenversuch um Mittag zeigt, daß der abkühlende Einfluß des Seewindes bis mindestens 500 m hinaufreicht, die Seewindschicht ist fast isotherm, die Feuch-

tigkeit darin relativ hoch (83 %) und nimmt mit der Höhe ab. Von besonderem Interesse ist, daß sich in diesem Falle in 500 m Höhe (siehe Pilot 2p) eine obere Seebrisen-Gegenströmung aus E entwickelt, die morgens und abends nicht vorhanden ist.

20. Mai 1916.

Piloten.

H	12 ^{20a} , Bew. 0	3 ^{58a} , Bew. 0	8 ^{38a} , Bew. 0
Unten	E 4	ESE 4	EzN 3
200	ESE 7	ESE 7	EzN 3
500	ENE 3	E 5	SEzE 3
1000	ENE 3	NNE 5	NNE 6
1500	—	N 6	NNE 8
2000	—	NNW 5	NEzN 6
2500	—	NzW 8	NE 7

Witterungsverlauf: 10^{8a} S 2 Bew. 10, ci-fil°
 11^{8a} NNE 2-3 „
 3^{8p} NNE 2-3 „

Seewind kommt plötzlich um 10.30a auf.

Drachenaufstieg: 6^{4a}-7^{18a}, Bew. 0

H	t°	R.-F.	W
Unten	11.0	85	SE 3-4
140	13.	58	SEzE 6-7
200	14.4	54	SSE 5-6
370	14.3	66	SSE 2-3

Fesselballonaufstieg: 1^{6p}-2^{15p}, Bew. 10, ci°

H	t°	R.-F.	W
Unten	18.8	74	NzE 3
200	16.8	75	EzS 3-5
500	15.7	78	SE 3-4
1000	13.2	80	NNE 3
1500	11.0	82	N 3
2000	7.2	80	NNW 3

Seewind reicht bis höchstens 100 m.

Der Einfluß des Landwindes ist am stärksten zwischen 4a und 10a (ESE-S). Gegen 10.30a trifft der Seewind ein mit plötzlicher Drehung nach NNE. In diesem Falle zeigt der Fesselballonaufstieg merkwürdigerweise keine Seewindinversion, der Gradient ist adiabatisch in der Bodenschicht.

21. Mai 1916.

Piloten.

H.	4 ^{28a} , Bew. 2	1 ^{38p} , Bew. 0
Unten	S 1-2	S 1
200	SSW 7	WSW 3
500	SW 4	SSW 4
1000	SW 4	S 6
1500	WSW 2	SW 5
2000	WNW 2	SW 7
2500	WNW 2	SW 6
3000	NW 4	WSW 3

Fesselballonaufstieg: 7^{8a}-7^{36a}, Bew. 0

H	t	R.-F.	W
Unten	17.5	75	S 3-4
200	16.7	60	SSW 6-8
500	15.6	60	SSW 3-6
1000	12.3	60	SSW 3
1500	10.0	55	SWzS 1-2
1950	7.5	50	Still

Witterungsverlauf: 8^{38a} S 6-7 Bew. 1, ci
 12^{8p} S 4-5 Bew. 0
 14^{8p} NW 2 Bew. 1
 9^{8p} N 1 Bew. 0

Seewind kommt erst gegen 3p auf.

Das allgemeine Druckgefälle ist dem Seewindgradienten entgegengerichtet. Dies ist wohl die Ursache, daß der Seewind erst gegen 3p aufkommt und nur schwach ist.

31. Mai 1916.

H	Piloten.	3 ^{8a}	7 ^{53a}
Unten	Still	S	2
200	SW 4	SW 2	
500	SW 4	SW 3	
1000	WNW 3	SW 5	
1500	WNW 6	SW 6	
2000	W 5	WNW 8	
2500	WNW 6	WNW 8	
3000	WNW 7	—	

Fesselballonaufstieg: 12^{30p}—1^{30p}, Bew. 7, feine ci, landeinwärts einige cu, ∞¹

H	t°	R.-F.	W
Unten	16.0	75	NW 5
200	15.2	53	W 4-6
500	13.0	55	SW 5
1000	9.0	62	SW zS 4-5
1500	6.2	52	SW 4
1900	3.6	34	WSW 2-3

Der Ballon wird beim Einholen in dem böigen Bodenwind herabgedrückt. Der Seewind reicht bis ca. 150 m als NW mit 4-7 ms. (Seewindisothermie.) Die Cu kommen nur landeinwärts zur Entwicklung.

Witterungsverlauf: 7^{8a} S 3 Bew. 3, ci, ∞¹
 8^{38a} S 2 „ 1, cu, ∞¹
 9^{28a} W 3 „ 1, cu, ∞¹

Um 9^{26a} springt der Wind plötzlich nach W um; Seewind.

10 ^{18a}	WNW 2	Bew. 3, cu, ∞ ¹
11 ^{15a}	NW 2	„ 3, cu, ∞ ¹
12 ^{0a}	NW 4	„ 5, cu, ∞ ¹
2 ^{33p}	W 5	„ 7°, cirröser ∞
4 ^{53p}	W 4	„ 10°, ci-fil
6 ^{8p}	WSW 7-8	„ 10°, ci-fil
10 ^{8p}	S 2	0

Bis ca. 9a herrscht schwacher Landwind aus S, der bis ca. 100 m Höhe reicht. Die Seebrise springt plötzlich um 9.26a auf, unter momentaner Drehung des Windes nach W; ihre stärkste Entwicklung erreicht sie erst gegen 6p mit 7-8 ms. Bis 10p dreht der Wind wieder in die Landwindrichtung zurück. Nach dem Fesselballonaufstieg ist der Temperatur-Gradient in der Seewindschicht, die um Mittag bis ca. 200 m reicht, auch an diesem Tage wieder gering (0.4°/100 m). Die Cumuli bilden sich nur landeinwärts und lösen sich beim Zuge nach der See auf.

22. Juni 1916.

H	Piloten.	12 ^{2a}	3 ^{38a}
Unten	SW 2	SSW 2	
200	SW 5	SSW 5	
500	SW 6	SW 5	
700	SW 7	—	
1000	—	SSW 6	
1500	—	SW 5	
2000	—	WSW 4	
2400	—	SW 4	

Fesselballonaufstieg: 12^{29p}—12^{45p}, Bew. 1, cu

H	t°	R.-F.	W
Unten	15.9	76	NNE 4-5
200	16.1	62	S 5
500	12.6	60	S 5-6
1000	9.5	80	S 6

Bis 200 m Seewindinversion.

Witterungsverlauf:

8^{20a} SSW 3-4, Bew. 2, ci-cu, ci-st., sichtbar.
 9^{1a} NW 2, „ 0, etwas diesig, Seewind kommt gegen 8^{40a} auf.
 11^{34a} NNE 3, „ 1, ci-cu.
 12^{11a} N 5, „ 1, landeinwärts Cu in Bildung.
 12^{50a} NNE 6, „ 2, „ Cu-Bild. b. z. Zenit.
 2^{0p} NNE 5, „ 3, Cu ziehen mit dem Oberwind und lösen sich über See auf.
 3^{55p} NNE 5, „ 5, cu, ci, Seewind flaut ab.
 4^{48p} NNE 2, „ 10°, ci-st, cu fast verschwunden.
 4^{11p} NNE 1, „ 10^{0.1}, a-st.
 8^{28p} ESE 2, „ 10^{0.1}, a-st.

Der Tag ist ein typischer Seebriesentag. Nachts und morgens herrscht schwacher Landwind, der mit der allgemeinen Windrichtung übereinstimmt (um Mitternacht SW 2, um 3.33a SSW 2). Gegen 8.45a springt unvermittelt der Wind in die entgegengesetzte Richtung (NNE) und frischt darauf stark auf. Der Seewind reicht bis kaum 200 m Höhe. Der Fesselballonaufstieg von 1p zeigt wieder die Seewindinversion bis 200 m, und vertikale Feuchtigkeitsabnahme. Bei 200 m beginnt unvermittelt die Gegenströmung aus S. Die um Mittag beginnende Cumulus-Bildung beschränkt sich auf das Land. Die Cu ziehen mit dem Oberwind aus S gegen See und lösen sich hier auf. Gegen 4p flaut der Seewind ab, und dreht bis 8.30p nach ESE zurück (Landwind). Nach dem Thermogramm (Tafel 1) tritt das Temperaturminimum gegen 4a ein, dann folgt rascher Anstieg bis 8.30a, um welche Zeit der Seewind die Temperaturzunahme beendet; mit dem abflauenden Seewind beginnt nachmittags die Temperatur wieder anzusteigen zu einem sekundären Maximum um 7p.

23. Juni 1916.

H	Piloten.	3 ^{8a} , Bew. 6, st.-cu,	2 ^{8p}
Unten	SE 3	NNW 2	
200	S 10	NNW 4	
500	SSW 10	SE 5	
1000	SSW 10	SSE 7	
1500	SSW 12	SSE 11	
2000	—	S 14	
2600	—	S 14	

Drachenaufstieg: 5³⁵a-7⁴⁰a, Bew. 8, a-st., a-cu

H	t°	R.-F.	W
Unten	16.6	79	SzE 2-3
200	19.2	50	S 9
500	18.1	50	S 9
1000	14.5	65	S 8
1500	10.7	80	S 7
2000	8.0	45	S 7-8
2150	7.6	35	SzW 7

Bodeninversion auf 20.1 in 230 m.

Witterungsverlauf:

- 8²²a, Bew. 9, a-cu, a-st., ci, SW 5
- 10²⁷a, SW 3, Bew. 10, a-cu, a-st, ci-st' ●⁰
- 12⁵²p, NW 5, Bew. 10, a-st, ci-st, seit 11¹⁵a, Seewind aus NW
- 1⁵⁵p, N 2, Bew. 10, a-st, a-cu
- 2²⁶p, NW 2, Bew. 10, ni, ●⁰
- 4⁸⁴p, WNW 4, Bew. 10, a-st, cu-ni, im Süden ↙, ●¹
- 5¹³p, WzS 4, Bew. 10, ni, cu-ni, ↙ zieht im S ostwärts vorüber
- 5⁵⁸p, NzE 5-6, Bew. 9, ni, ci-st, ↙ ist abgezogen, Wind dreht nach NzE
- 7²⁹p, NE 2, Bew. 10
- 10⁸p, NE 2, Bew. 10

Der Tag unterscheidet sich vom Vortage durch bewölktetes Wetter und Gewitterneigung. Bis ca. 11a herrscht leichter Landwind, anfangs aus SE, später aus SW. Erst um 11.15a kommt der Seewind auf aus NW. Am Nachmittag bilden sich landeinwärts Gewitterherde, die im Binnenland vorüberziehen und den Seewind vorübergehend unterdrücken. Nach dem Abzuge der Gewitter herrscht der Seewind aus N u. E wieder vor. Im Thermogramm (Tafel 1, Fig. 2) ist wieder zur Zeit des Eintreffens der Seebrise eine Depression vorhanden, die infolge der durch die späteren Gewitter hervorgerufenen Abkühlung diesmal nicht rückgängig wird.

25. Juni 1916.

Drachenaufstieg: 5⁴⁵a-7⁵⁴a, Bew. 8, st-cu, a-cu

H	t°	R.-F.	W
Unten	13.0	83	SSW 2-4
200	12.0	74	SW 10
500	10.7	73	SW 9
1000	8.4	83	SW 10
1500	5.6	88	SW 9
2000	2.7	86	SW 10
2380	0.4	88	SW 9

Isothermie zwischen 100 und 200 m.

Drachenversuch: 11³⁰a-11⁴⁰a, Bew. 5, cu

H	t°	R.-F.	W
Unten	15.2	71	WNW 2-4
100	13.0	90	WNW 4

Die etwas stärkere Seewindschicht (4-7 ms) reicht nur bis ca. 50 m Höhe. Drachen halten sich darüber nicht.

Am Morgen weht schwacher Landwind, mit Bodenisoothermie bis 200 m, die um 5.45a am Boden bereits in Auflösung ist. Um 11.00a stellt der Drachenversuch fest, daß der Seewind herrscht, aber nur bis ca. 50 m Höhe hinaufreicht.

1. Juli 1916.

Piloten. 3³⁸, Bew. 1, ci.

Unten	SW 3,	1000 W 8,	2000 W 12,
200	WSW 5,	1500 W 10,	2500 W 14,
500	W 8,		

Witterungsverlauf:

- 7⁸a, SW 3-4, Bew. 1, ci
- 11⁸a, SSW 8, Bew. 4, ci, cu lösen sich fern über See auf.
- 12⁵²p, Bew. 4, ci, cu, um ca. 2p kommt aus NW Seewind auf.
- 2⁸p, NW 3, Bew. 5, a-cu, ci, ci-st
- 3³⁸p, WNW 2-3, Bew. 5, a-cu, ci, ci-st
- 5⁵³p, NW 2, Bew. 7, a-cu, ci, ci-st
- 8³⁰p, W 1, Bew. 10, a-st, fr-st

Drachenaufstieg: 11³⁰a-1³³p, Bew. 5, ci, a-cu, wenige cu

H	t°	R.-F.	W
Unten	18.4	55	SSW 4-7
200	15.5	57	SW 7
500	12.3	70	SW 8
1000	7.4	100	SW 8
1500	8.0	36	SW 12
2000	5.4	66	SW 14
2180	4.7	67	SWz W 16
2000	5.3	69	SWz W 15
1500	7.1	70	SWz W 13
1000	8.3	100	SW 9
500	13.0	64	SW 8
200	15.4	60	W 7
3	15.9	81	NW 2-4!

Im Abstieg Inversion von 14.7 auf 15.4 zw. 90 u. 200 m.

Basis der Cu bei ca. 1000 m. Gegen 1p kommt plötzlich der Seewind aus NW auf. Temp. sinkt, Feuchtigkeit steigt, es bildet sich die Seewindinversion.

Drachenaufstieg: 5²⁶a-9²⁸a, Bew. 1-4, ci, seit 10a Cu-Bildung

H	t°	R.-F.	W
Unten	10.1	84	SW 1-3
200	11.0	72	WNW 6
620	9.3	70	WzS 8
1000	6.7	50	W 8-9
1500	4.7	47	W 9
2000	2.2	42	W 12
2500	-0.4	64	WSW 13
2580	-0.3	64	WSW 14
2580	0.4	64	WSW 14
2630	0.4	60	WSW 14
2580	0.7	80	WSW 13
2500	0.5	68	WSW 12
2000	3.0	?	WSW 12
1000	6.0	63	W 9
500	7.8	78	WSW 7
200	12.0	64	WSW 6-7
Unten	16.0	62	SW 1-3

Seit 10a Cu-Bildung von Land seewärts vordringend.

In Maximalhöhe zeitliche Temperaturzunahme.

Der Landwind aus SW herrscht bis Mittag vor. Der Drachenaufstieg um 5.26a zeigt eine Bodeninversion bis 200 m, die im Abstieg (9.28a) infolge der Erwärmung

bereits verschwunden ist; der Gradient ist überadiabatisch bis 400 m (siehe Tafel 1), bis zu dieser Höhe ist die Erwärmung um diese Zeit vorgedrungen. Seit 10a bilden sich Cumuli bei ca. 1000 m, darüber liegt eine Inversion. Während des Nachmittagsaufstieges vollzieht sich der Wechsel zum Seewind. (Siehe Tafel 1, Fig. 3.) Der gegen 1p aufspringende Seewind läßt die Feuchtigkeit von 55 auf 81 % ansteigen, und ruft eine Seebriseninversion zwischen 90 und 200 m hervor. Daß diese Inversion nicht dem Boden aufliegt, ist wohl auf die starke Erwärmung des Bodens zurückzuführen. Der Wind dreht von Aufstieg zu Abstieg von SSW nach NW. Dieses lehrreiche Beispiel gibt ein gutes Bild davon, in welcher Weise sich die aerologischen Zustandsänderungen an Seewindtagen vollziehen. Im Thermogramm ist die Temperaturdepression der Seebrise scharf ausgeprägt.

3. Juli 1916.

Piloten.

H	3 ²³ a, Bew. 10, st-cu, 9 ³⁸ a, Bew. 10, st	
Unten	SSW 2	SSW 2
200	WSW 4	WSW 4
500	W 5	W 4
1000	WSW 7	W 5
1500	SW 11	WSW 6
2000	SW 11	WSW 10
2500	WSW 13	SW 11
3000	WSW 14	WSW 11

Drachenversuch: 5²⁸a-7⁸a, Bew. 10, st

H	t°	R.-F.	W
Unten	10.2	92	S 1-3
100	9.8	96	SWzW 4-6
250	11.0	97	SWzW 3

Fesselballonaufstieg: 12³⁵-11²p, Bew. 6, ci-st

H	t°	R.-F.	W
Unten	15.0	81	NW 1-3
200	14.0	74	NW 1
500	11.8	70	SzE 1
1000	8.9	57	S 1
1500	6.6	43	SSW 2
2000	4.3	44	SW 3

6⁴⁸a, SSW 2, Bew. 7, st-cu in Auflösung.

8¹a, S 3, gegen 7a ziehen tiefe st auf.

8⁵⁰a, SSW 2, Bew. 10, fr-st, st-cu.

9⁵⁰a, SW 1, Bew. 8, st, cu, st-cu.

10²⁰a, NNW 2, Bew. 9, st, cu, st-cu, Seewind kommt auf.

2⁵⁸p, N 2, Bew. 9, a-cu.

5¹⁵p, NNE 4, Bew. 3, a-cu, ci.

Der Landwind dauert bis ca. 10a an aus SSW bis S. Um 10.20a dreht der Wind allmählich in 10 Minuten nach NNW und im Verlaufe des Nachmittags nach NNE. Der Fesselballonaufstieg von 12.35p zeigt den Seewindtypus: am Boden geringer Temperaturgradient und Abnahme der Rel. Feuchtigkeit mit der Höhe. Die Höhe der Seebrise konnte nicht genau bestimmt werden, sie liegt zwischen 200 und 500 m.

11. August 1916.

Fesselballonaufstieg: 6²²a-6⁵¹a

H	t°	R.-F.	W
Unten	18.7	98	SE 1
200	20.3	70	NW 3
500	19.5	67	NW 3
1000	17.0	70	NWzN 4
1500	14.7	50	NWzN 4
2000	12.0	50	NNW 4
2250	10.2	42	NNW 5

Bodeninversion auf 20.6 in 300 m.

Fesselballonaufstieg: 12¹⁷p-12⁴⁵p, Bew. 0

H	t°	R.-F.	W
Unten	18.8	78	NzE 3-5
200	17.8	76	NW 2
500	16.0	72	NW 1
1000	14.0	60	NW 1
1500	9.8	57	NW 1
2000	6.8	56	NW 1
2500	4.3	55	NW 1
2750	3.0	60	NNW 1

Witterungsverlauf:

6⁵⁸a, SE 1, Bew. 10, \equiv 1

7⁰a, SE 1, Nebel fällt

9²⁸a, NW 2, Seit 9¹⁵a Seewind, Bew. 0, ∞ 2

10⁸a, N 2-3, Bew. 0, ∞ 1

Nach dem Fesselballonaufstieg vom Morgen reicht der schwache Landwind aus SE noch nicht bis 200 m hinauf, darüber weht die allgemeine Strömung aus NW. Die Landwindschicht ist durch eine Bodeninversion bezeichnet. Um 9.15a kommt die Seebrise mit rascher Drehung von SE nach NW, später nach N und NzE. Um 12.17p zeigt der vertikale Temperaturgradient in der Bodenschicht wieder die typische Schwächung. Die Feuchtigkeit nimmt vom Boden mit der Höhe ab. Im Thermogramm bezeichnet der Temperaturrückgang um ca. 9a das Eintreffen der Brise. Um 4p wird mit der Abnahme des Seewindes ein sekundäres Temperaturmaximum erreicht.

17. August 1916.

Piloten.

H	4 ³⁸ a	5 ⁴⁸ a	8 ²⁰ a Bew. 5, st-cu, cu	1 ² p Bew. 9, cu, cu-ni \bullet 0
Unten	S 2-4	S 1-2	SSW 4	SE 2-4
200	SSW 5	SSW 5	SW 4	S 2
500	SW 6	SW 5	SW 6	S 2
1000	SSW 3	SW 4	SW 7	
1500	—	SW 8	SW 10	
2000	—	SW 9	SW 6	
2500	—	SSW 10	SW 8	
3000	—	—	SW 13	

Witterungsverlauf:

7⁸a, SSW 2, Bew. 8, st-cu, etwas diesig

9⁵⁸a, N 1, Bew. 7, cu, st-cu, Wind springt plötzlich nach N (Seewind!) Wolken aus SSW

10⁵⁸a, W 1, Bew. 8, cu, cu-ni

1²⁰p, S 2, Bew. 9, cu, cu-ni, \bullet 0 \angle im S

1⁴⁰p, N 2, Bew. 10, cu-ni, \bullet 1 \lrcorner aus W. Wind springt wieder nach N

2⁴p, WNW3-6, Bew. 10, cu-ni, ∇ im S und W \odot^2 , ostwärts abziehend
 2¹¹p, SW 1-2, Bew. 10, cu-ni, ni, Wind dreht nach SW zurück
 3²⁸p, ESE 2, Bew. 9, cu, cu-ni
 5⁴⁸p, SSW 2, Bew. 7, cu-ni, ni
 7³³p, SSW 1-2, Bew. 4, st-cu

Der Tag ist ähnlich dem 23. Juni 1916, da ebenfalls nach dem Eintreffen des Seewindes Gewitter auftreten. Bis ca. 9a weht schwacher Landwind; um 9.58a dreht der Wind plötzlich nach N, während die Cumuli unverändert aus SSW ziehen. Im Binnenlande entstehen Gewitterherde, die aber nicht über die See gehen. Unter ihrem Einfluß läuft der Wind mehrmals durch die ganze Windrose, wobei es den Eindruck erweckt, als kämpfe Seewind und Gewitterwind um den Vorrang.

24. September 1916.

Fesselballonanstieg: 7a-7³²a, Bew. 0, \equiv^1

H	t°	R.-F.	W
Unten	9.0	96	Still
200	11.0	90	SW 2
500	11.2	66	SW 2-3
1000	9.0	65	SW 2-3
1500	8.0	65	SWzW 2
2000	8.2	38	WSW 2
2500	7.3	38	WSW 2
3000	7.0	32	SWzW 2

Bodeninversion auf 11.9° in 350 m.

Fesselballonanstieg: 11⁵⁶a-12²⁵p, Bew. 3, cu, ci

H	t°	R.-F.	W
Unten	17.8	74	N 1
200	16.6	65	SW 1
500	14.4	65	SW 2
1000	11.2	65	WSW 3
1500	8.3	63	SW 4
2000	9.0	40	SWzS 4
2500	8.4	32	SW 3
2770	8.5	28	SW 3

Witterungsverlauf: 7³³a, SE 2, Bew. 0, \equiv^1

8⁴³a, Still, $\equiv^{0.1}$, Seewind kommt gegen 11³⁰a auf

11⁴³a, N 2, (Seewind!) Bew. 4, ci, cu, ∞^2

5⁸p, NE 1-2, Bew. 2, cu, ∞^0

Früh a leichter Landwind (SE), der entsprechend der Bodeninversion bis 350 m reicht. Erst gegen 11.30a kommt die Seebrise aus N, der Übergang erfolgt durch eine Windstille. Der Fesselballonanstieg um Mittag zeigt wieder, wie gewöhnlich, die geringe Temperaturabnahme in der Bodenschicht und die Feuchtigkeitsabnahme mit der Höhe. Die Seewindschicht reicht kaum bis 200 m.

10. Mai 1917.

		Piloten.	
H	4 ³⁸ a, Bew. 3, st	1 ⁸ p, Bew. 5, st	
Unten	ENE 3	NzE 7-8	
300	SE 6	NEzE 9	
500	ESE 6	EzS 3	
1000	ESE 5	SEzE 8	
1500	ESE 3	SE 4	
2000	SSE 3	WSW 6	
2500	ESE 5	WSW 4	
3000	ESE 5	—	

Witterungsverlauf:

8⁸a, SE 1, Bew. 0
 12⁸p, N 7-8, Bew. 4, st-cu
 7⁸p, E 3, Bew. 8, st

Um 8a schwacher Landwind (SE), um Mittag starker Seewind (6-8 ms), dessen vertikale Mächtigkeit um 1.8p ca. 300 m beträgt. Gegen Abend dreht der Wind wieder nach E zurück (Landwind).

11. Mai 1917.

		Piloten.	
H	4 ³⁸ a, Bew. 8, st	12 ⁴⁹ p, Bew. 5, st	
Unten	SE 1	N 7	
200	SE 5	ENE 3-4	
500	SSE 5	SE 3	
1000	SE 3	SE 6	
1500	SSE 3	SSE 4	
2000	S 4	S 3	
2500	S 5	SzW 4	
3000	SW 6	SzW 4	

Seewind reicht bis 200 m Höhe.

Drachenaufstieg: 7²⁸p-8³⁰p

H	t°	R.-F.	W
Unten	13.7	72	NE 4-6
200	18.4	65	NEzN10
500	16.9	59	NEzE 7
1000	13.7	61	EzN 7
1240	11.7	67	EzN 7

Bodeninversion auf 18.6° in 170 m.

Witterungsverlauf: 8⁸a E1-2

10⁸a, NNW 1-2, Bew. 6, st

4⁸p, NE 5, Bew. 3, st

9⁸p, E 1-2, Bew. 7, st

Um 4.38a weht der Landwind aus SE. Die Seebrise kommt um 10a aus NNW auf, um 12.49p reicht sie nach dem Piloten bis ca. 200 m. Gegen 9.8p dreht der Wind zur Landwindrichtung; ob die starke Inversion von 13.7° auf 18.6° noch als Seewindinversion anzusprechen ist, oder bereits als Strahlungsinversion, ist zweifelhaft. Die Thermogramme der beiden Tage zeigen den Seebrisentyp. Am 10. setzt eine scharfe Temperaturdepression gegen 10 Uhr ein, am 11. um 9a. Das Maximum der Temperatur tritt am Vormittag ein.

25. Mai 1917.

		Piloten.		
H	4 ⁴³ a, Bew. 3, ci	8 ⁹ a, Bew. 5, ci	12 ¹³ p, Bew. 5	
Unten	SW 4	WzS 5	NW 2	
200	W 8	WSW 7	WNW 5	
500	WNW 9	WzN 9	SW 6	
1000	W 11	W 10	W 9	
1500	W 9	W 9	WzN 6	
2000	WNW10	NWzW8	NW 4	
2500	W 10	NW 9	NW 3	
3000	WzS 11	—	—	
3600	WzN 16	—	—	

Seewind reicht bis ca. 200 m (12¹³p).

Fesselballonaufstieg: 7⁴⁴p—8¹³p, Bew. 0

H	t°	R.-F.	W
Unten	15.4	80	Still
200	15.2	74	NW 3
500	14.0	70	NW 2
1000	12.0	68	N 2
1500	10.7	56	NzE 2
2000	8.6	53	N 1
2500	5.4	56	N 1
3000	2.9	60	N 1
3200	2.0	62	N 1

Bis 200 m fast isotherm.

Der Seewind reicht um Mittag bis ca. 200 m; gegen 8p hat er wieder abgeflaut. Im Thermogramm prägt sich der Seewindeinfluß in einer allgemeinen Depression der Tageskurve aus. Das t°-Max. tritt erst nach 6p ein.

26. Mai 1917.

H	Piloten.			
	4 ¹¹ a, Bew. 0	8 ²³ a, Bew. 0	12 ²³ p, Bew. 0	8 ⁸ p, Bew. 0, ∞°
Unten	E 2	E 2	NNE 3-5	ENE 1-2
200	ESE 4	E 3	ESE 3	E 6
500	N 1	EzN 2	ESE 6	EzS 8 (350m)
1000	NNW 4	EzN 7	ESE 6	—
1500	E 4	ESE 5	E 6	—
2000	E 5	EzS 6	E 8	—
2500	E 7	EzN 6	—	—
3000	E 8	—	—	—

Witterungsverlauf: 8⁸a, E 2, Bew. 0, ∞°

Gegen 8¹⁵a aufkommender Seewind, Drehung nach NNE 9⁸p. Bew. 0, über See ∞-Bank.

Bis 8a schwache Landbrise aus E, deren vertikale Mächtigkeit nach den Piloten um 4.11a und 8.23a ca. 200 m beträgt. Zwischen 500 und 1000 m herrscht Nordwind, den man als obere Gegenströmung des Landwindes auffassen kann, denn sie verschwindet mit dem Auftreten des Seewindes. Dieser setzt um 8.15a als NNE ein. Um 8p herrscht wieder der Landwind (ENE). Das Thermogramm hat reinen Seewindtypus: Um Mittag scharfe Temperaturdepression um 3° und ein sekundäres Maximum um 6p.

31. Mai 1917.

H	Piloten.	
	4 ⁰ a, Bew. 8, a-st. a-cu	1 ¹⁸ p, Bew. 1, cu
Unten	SSE 1	W 4-5
200	SSE 1	W 9
500	Still	W 9
1000	S 3	WSW 7
1500	W 3	WSW 8
2000	SW 6	WSW 8
2500	SW 6	SW 9
3000	—	SW 10

Witterungsverlauf:

4³⁸a, Bew. 7¹a, a-st, a-cu, S, 2.

8⁸⁸a, W 1-2, Bew. 7⁰, a-cu, Seewind kommt auf.

9⁵³a, NW 2-3, Bew. 7⁰, a-cu.

11³⁸a, WNW 4-5, böig, Bew. 2, landeinwärts cu.

3⁵⁸p, WNW 7-8, böig.

10⁸p, S 3, Bew. 2, ci aus N, Landwind!

Typischer Tag mit Land- und Seebrise. Erstere reicht nach dem Piloten um 4a bis 200 m als SSE. Die Seebrise kommt langsam gegen 8.30a aus W auf und erreicht als WNW ihre größte Stärke gegen 4p mit 8 ms; sie reicht nach dem Piloten um 1.18p bis 500 m Höhe. Um 11 Uhr abends weht wieder der Landwind aus Süd. — Die um Mittag einsetzende Cumulusbildung bleibt landeinwärts, die Wolken erreichen das Meer nicht. Das Thermogramm weist eine geringe tägliche Amplitude unter dem Einfluß des Seewindes auf.

1. Juni 1917.

H	Piloten.		
	3 ⁴⁸ a, Bew. 3-5, a-cu, ci	1 ²³ p, Bew. 7, cu	5 ³³ p, Bew. 8, ci-st, a-st
Unten	S 2-3	NWzW 4	NE 1-2
300	S 8	SSW 6(300m)	S 3 (300 m)
500	SSW 11	S 8 (700 m)	SSW 6
1000	SW 10	S 9	SSW 6
1500	SW 6	S 10	S 8
2000	SW 7	SzE 7	SSW 12
2500	SSW 5	SzE 5	SWzS 9
3000	SW 1	—	SzW 7

Witterungsverlauf:

7³⁸a, SzE 6, Bew. 4, a-cu, ci, seit 8a schwache Cu-Bildung. 12⁴⁸p, NW 4-5, Seewind.

4⁸p, N 2-3, Bew. 5-7, ci-st im W aufziehend.

Lage ähnlich wie am Vortage. Früh a schwache Landbrise aus S. Der Seewind kommt erst nach Mittag aus NW auf und dreht im Laufe des Tages nach NE. Seebrise setzt mit einem scharfen Temperatursturz um 3° ein. Sie reicht um Mittag bis 100 m, um 5.33p bis ca. 200 m Höhe.

4. Juni 1917.

H	Piloten.		
	4 ¹² a, Bew. 0	12 ¹⁸ p, Bew. 0	6 ³⁸ p, Bew. 0
Unten	SSW 1	N 5	SSE 1
200	SW 8	NE 3 (300 m)	S 5 (300 m)
500	WSW 6	SSE 8	S 7
1000	WSW 7	SSE 7	S 8
1500	SW 4	S 11	SSW 9
2000	SW 4	SzW 12	WSW 11
2500	SSW 5	SSW 11	WSW 8
3000	W 3	SSW 12	WSW 10

Seewind reicht bis ca. 350 m.

Witterungsverlauf:

Früh a wolkenlos, 7⁸a SSW 4, Bew. 0, ∞°

10³⁸a, N 2, Bew. 0, seit 10a Seewind!

11¹⁸a, N 3, 1¹⁸p, NE 6-7, 2³⁸p, NE 4.

4⁵⁸p, N 1-2, Seewind hat abgeflaut.

4⁵⁸p, Wind dreht rasch nach SE 1-2 (Landwind).

6⁰p, SSE 1.

Sehr ausgeprägte tägliche Windperiode. Bis 9a Landbrise aus SSW; um 10a dreht der Wind plötzlich nach Nord, später allmählich nach NE. Beim Eintreffen der Brise Temperaturdepression; das Maximum tritt erst nach dem Abflauen des Seewindes um 5p ein. Um 4.58p

dreht der Wind unvermittelt in die Landwindrichtung nach SE. Die vertikale Erstreckung der Seebrise betrug um Mittag im Maximum 400 m.

15. Juni 1917. Piloten.

H	3 ³⁸ a, Bew. 0, ≡ ₀	8 ²⁸ a, Bew. 1, cu	8 ⁴⁸ a, Bew. 0	12 ²⁸ p, Bew. 0	6 ¹⁵ p, Bew. 0
Unten	Still	N 2	N 3	NNE 4	NNE 4
200	E 2	ESE 4 (300 m)	ESE 3 (300 m)	ENE 4 (300 m)	NEzE5 (300 m)
500	E 3	EzS 3	ESE 3	ENE 2	E 4
1000	SSE 4	SSE 3	SSE 4	S 5	ESE 8
1500	S 6	S 7	S 7	S 8	SzE 5
2000	S 4	—	S 8	S 9	SzE 5
2500	SzW 6	—	S 9	S 9	S 6
3000	S 5	—	S 7	S 8	S 8

Seewind reicht um 10a bis ca. 200 m, später höher.
Echter Seewindtag. Die Seebrise weht bereits seit 8a aus N, später aus NNE; sie reicht am Nachmittag bis ca. 300 m Höhe.

16. Juni 1917. Piloten.

H	3 ²⁸ a, Bew. 0	7 ⁵⁸ a, Bew. 0	1 ¹⁸ p, Bew. 2, cu	5 ¹⁸ p, Bew. 2, cu	7 ⁵⁸ p, Bew. 3, a-st
Unten	Still	N 2	NNE 4	NE 3	ENE 4
200	SSE 1	N 4 (300 m)	ENE 7 (300 m)	NE 5	EzN 7 (300 m)
500	S 3	N 2	ENE 2	ENE 6	ESE 5
1000	SzW 3	SSE 4	SSE 1	SE 5	S 4

1500	SSW 3	SSE 5	SE 6	SSE 5	SSE 5
2000	SSW 2	SSE 5	SEzS 8	SSE 5	SE 4
2500	S 3	SSE 5	SSE 7	S 5	SE 3
3000	SSE 3	SSE 9	S 6	S 4	SE 4

Bereits um 7a setzt leichter Seewind ein.

Ungewöhnlich frühes Auftreten der Seebrise (7a), die als Nordwind bereits um 8a 500 m Höhe erreicht. Es ist dies ein lehrreiches Beispiel für die untertägliche vertikale Entwicklung der Brise. (Siehe Pilotbahnen Tafel 1, Fig. 4.) Um 9.50a reicht die Brise bis 600 m; in 600—1000 m ist eine auch in anderen Fällen beobachtete windschwache Schicht als Ansatz einer Gegenströmung vorhanden, die am Abend wieder verschwindet.

18. Juni 1917. Piloten.

H	3 ³⁸ a, Bew. 3, cu-ni	8 ⁰ a, Bew. 3, cu-ni, ci	1 ⁴⁵ p, Bew. 7, cu-ni	5 ⁸ p, Bew. 10, ni
Unten	SSW 1	W 2	N 1	SE 2
200	SW 4	SWzW 2	N 4	W5(300m)
500	SW 5	SW 9	SW 2	W 6
1000	SW 9	SWzW 14	SW 7	WSW 8
1500	SW 13	SWzW 11	WSW 10	SW 11
2000	SW 13	SWzW 11	WSW 12	SW 13
2500	WSW 11	SW 9	SWzW 19	SW 17
3000	WSW 11	SW 11	SWzW 19	SW 18

Morgens schwacher Landwind aus SSW; vormittags Rechtsdrehung über W nach N. Die Seebrise reicht bis ca. 200 m, abends wieder Landwind aus SE.

Zeit des Eintreffens und Abflauens des Seewindes.

Die Zeit des Eintreffens des Seewindes ist recht verschieden, wie die Besprechung der einzelnen Seewindtage zeigte. In der Regel kommt die Brise 3—4 Stunden nach Sonnenaufgang auf, oft aber mit großer Verspätung erst am Nachmittag. Die Unregelmäßigkeit ist durch verschiedene Faktoren bedingt, besonders durch die allgemeine Wetterlage und die Größe des allgemeinen Druckgradienten. Während der Seewind an den tropischen Küsten sehr regelmäßig eintritt, da atmosphärische Störungen fehlen, ist sein Auftreten in unserem Klima von der gerade herrschenden Wetterlage und dem Stand der Sonne abhängig.

Das Seewinddruckgefälle kann sich nur dann ausbilden, wenn die allgemeinen Gradienten gering sind und die Temperaturdifferenz der unteren Luftschichten über Land und See einen bestimmten Betrag erreicht. Ist das allgemeine Druckgefälle vom Lande zur See gerichtet, so sind große Temperaturdifferenzen zwischen Land und See notwendig, um ersteres umzukehren, und der Seewind wird erst spät, zur Zeit des täglichen Temperaturmaximums aufkommen; auch die Zeit seiner Herrschaft ist naturgemäß davon abhängig. Dafür finden sich einige Beispiele in der Tabelle 1, so am 21. V. 16, 1. VII. 16.

Zeit des Eintreffens der Seebrise.

Datum	26. 8. 1915	14. 3. 1916	18. 5.	20. 5.	21. 5.	31. 5.	22. 6.	23. 6.	1. 7.	3. 7.	11. 8.	17. 8.	24. 9.	26. v. 1917	4. 6.	16. 6.
Zeit	ca. 9a	ca. 9 ³⁰ a	ca. 8a	10 ³⁰ a	3p	9 ²⁶ a	8 ⁴⁵ a	11 ¹⁵ a	2p	10 ²⁰ a	9 ¹⁵ a	9 ⁵⁸ a	11 ³⁰ a	8 ¹⁵ a	10a	7a
																Im Mittel ca. 9a

Man sieht aus der Tabelle, daß die Eintrittszeiten recht verschieden sind. Als Mittel aller Fälle findet man ungefähr 9a. Oft ist auch das Eintreffen der Seebrise keineswegs scharf markiert,

sondern der Wind dreht langsam in die Seewindrichtung, ohne daß es möglich wäre, zu ergründen, warum im einen Falle die Seewindschicht mit sehr scharfer Front herankommt, im anderen Falle nicht.

Das Abflauen der Seebrise resp. der Übergang zur Landbrise geschieht selten schroff, sondern allmählich. Unter Abnahme der Geschwindigkeit dreht der Seewind, wenn er um Mittag aus NW oder N wehte, langsam über NE in die Landwindrichtung. Manchmal ist auch Linksdrehung zu beobachten, um so mehr, je westlicher der Seewind am Tage wehte.

Der reine Landwind ist als solcher sehr schwer nachzuweisen. Es fanden sich unter den Einzeltagen nur wenige Tage mit typischem Landwind. Er ist auch meist nur schwach, höchstens 3 ms. Seine Richtung wechselt zwischen Ost und Süd.

In einigen Fällen wurde beobachtet, daß nach Eintreffen des Seewindes die Wetterlage zu Gewitterneigung überging, ein Vorgang, der an tropischen Küsten viel häufiger zu beobachten ist. Zwei dieser interessanten Gewittertage sind früher beschrieben. Der Beobachter hat den Eindruck, als kämpfe Gewitter und Seewind um die Vorherrschaft. Ähnliches hat Sven Grenander¹⁾ an der schwedischen Ostküste beobachtet. Er sagt darüber: „Nicht gar zu selten wird die Seebrise in ihrem Auftreten von einem Gewitter gestört“, und weiter: „Als eine Eigentümlichkeit ist zu bemerken, daß die Seebrise durch ein vorüberziehendes Gewitter zwar unterbrochen, aber nicht ganz zerstört wird, auch wenn dies von heftigen Regen- oder Hagelböen begleitet ist. Wenn das Ungewitter vorüber ist, kommt gewöhnlich die Seebrise von neuem wieder.“

An der flandrischen Küste war in dieser Beziehung besonders der 17. VIII. 16 lehrreich, wo beim Vorübergang von Gewitterherden der Wind um die ganze Windrose herumlief. Diese Gewitter waren echte Wärmegewitter und mieden die See vollständig.

Der tägliche Gang der Windrichtung und Geschwindigkeit an Seewindtagen.

Aus einer großen Zahl von Einzelbeobachtungen, die ich an Seewindtagen mit einem Handanemometer oder dem Anemoinikator der Drachenstation angestellt habe, ist versucht worden, den täglichen Gang abzuleiten. Die Ergebnisse sind zu Figur 1 verwertet. Die Anzahl der Beobachtungen erscheint mir groß genug, um eine Registrierung zu ersetzen, sodaß ich es für überflüssig halte, zu diesem Zwecke noch die Anemographenregistrierungen von Ostende heranzuziehen. Direkte, aufmerksame Beobachtungen der Seewinde haben sogar manches vor Registrierungen voraus. Die Kurve gibt den täglichen Gang der Windgeschwindigkeit, die Pfeile die zugehörige Windrichtung (N oben, S unten in der Ebene der Zeichnung). Der tägliche Gang hat keine einfache Periode. Von 10 Uhr abends bis 5 Uhr morgens ist die Windgeschwindigkeit annähernd konstant, steigt dann langsam bis 9a zu einem sekundären Maximum an, geht wieder zurück bis Mittag, um erneut zum Hauptmaximum um 3—4p anzusteigen, und abends allmählich abzufallen. Das sekundäre Maximum um 9a ist sicher nicht zufälliger Art. Auch von anderer Seite ist die Beobachtung gemacht worden, daß die Windgeschwindigkeit nach Sonnenaufgang merkbar verstärkt wird, also der Landwind, der um diese Zeit meist noch herrscht. Es dürfte dies dadurch zu erklären sein, daß mit steigender Erwärmung nach Sonnenaufgang das von Land nach See gerichtete Luftdruckgefälle sich auch in den untersten Luftschichten zunächst verstärkt, bis der Transport der Luftmassen in der Höhe nach der See dort eine Akkumulation der Luft hervorruft, die zur Küste drängt und diese schließlich als Seewind erreicht. Erst dann beginnt bei weiterer Erwärmung des Landes der Seewind sich zu verstärken und nachmittags das Maximum zu erreichen. Die Umkehrung des morgens seewärts gerichteten Druckgefälles tritt erst dann ein, wenn die von See vordrängende Brise die Küste erreicht. Oft drängt die Seewindschicht in scharfer Front gegen die Küste, was am Aussehen der See bereits zu erkennen ist. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß das erwähnte sekundäre Windmaximum um 9a nur in einem schmalen Küstenstreifen auftritt, da hier durch die scharfe

¹⁾ Sven Grenander: Über das Erscheinen der Seebrise an der schwedischen Ostküste. Dissertation Upsala 1912.

Grenze verschiedener Erwärmung der Luftmassen ein Knick in den Druckflächen zustande kommen kann. In ähnlichem Sinne wirkt auch die plötzlich veränderte Reibung der Luftmassen an der Küste.

Die Figur 1 zeigt gut, daß an den Seewindtagen der Wind im Laufe von 24 Stunden eine ganze Drehung im Sinne des Uhrzeigers um 360° ausführt, von SE am Morgen über W nach E am Abend. Das Kentern der Land- zur Seerichtung (S nach N) tritt im Mittel zwischen 9a und 12a ein, hier in den Mittelwerten allmählich, im einzelnen Falle viel plötzlicher, oder doch im Verlauf von 10—20 Minuten. Die Richtung des eigentlichen Seewindes ist anfangs N, später mehr NNE—NE.

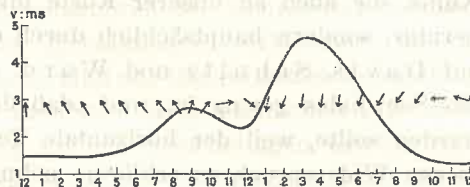


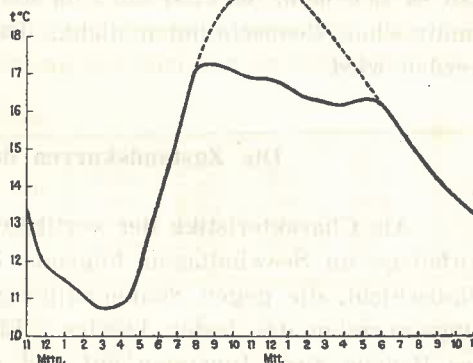
Fig. 1.

Der tägliche Temperaturgang an Seewindtagen.

Es wurde bereits früher an einzelnen Thermogrammen gezeigt, daß auch an der flandrischen Küste der Seewind den täglichen Temperaturgang ähnlich modifiziert wie an tropischen Küsten. Er bewirkt im Thermogramm eine Depression zur Zeit seines Eintreffens und seiner Herrschaft, sodaß oft das Hauptmaximum der Temperatur am Vormittag, mitunter schon um 9a, oder auch erst nach dem Abflauen der Brise gegen Abend eintritt.

Figur 2 zeigt, wie sich dies im Mittel aller Seewindtage verhält. Sie ist entstanden aus der Bearbeitung der Thermogramme von Seewindtagen. Das Temperaturminimum tritt um 3—4a ein, im Mittel der benutzten Tage noch vor Sonnenaufgang. Von 4a bis 9a nimmt die Temperatur sehr rasch zu, eine charakteristische Vorbedingung zur Ausbildung des Seewindes. Die stündliche Zunahme beträgt zwischen 4 und 8a ca. 1.8° C. Um 9a, zur Zeit, wo im Mittel dieser Tage der Seewind einsetzt, wird das Temperaturmaximum erreicht, von da nimmt die Temperatur sogar langsam ab bis 6p, darauf rascher. In den einzelnen Fällen sind häufig 2 Maxima zu beobachten, eines zur Zeit des Einsetzens des Seewindes, ein zweites nach seinem Abflauen am späten Nachmittag. In vielen Fällen bewirkt das Eintreffen des Seewindes einen schroffen Temperatursturz von 3—4° in wenigen Minuten. Den Betrag der durch den Seewind im Mittel bewirkten Temperaturdepression am Tage kann man an der Hand der gestrichelten Kurve der — hier problematischen — reinen Periode abschätzen. Die Depression beträgt danach ca. 2°. Der Einfluß des Seewindes auf die Temperatur an solchen Tagen ist daher ganz erheblich.¹⁾ Später wird bei der Bearbeitung der täglichen Temperaturperiode auch nachgewiesen werden, daß der Seewindeinfluß auch in den Monatsmitteln der warmen Jahreszeit beim täglichen Gang stark hervortritt.²⁾ Bei der Lage der Drachenstation direkt hinter den Dünen ist dies verständlich. In Brügge ist kein Einfluß mehr nachweisbar.

Fig. 2.
Tägl. Temperaturgang an typischen Seewindtagen



Leider besaß die Drachenstation kein registrierendes Hygrometer, um den täglichen Gang der Feuchtigkeit ableiten zu können.

Es ergibt sich aber aus der Beobachtung der Drachenaufstiege an Seewindtagen, daß der tägliche Gang der relativen Feuchtigkeit ungefähr der umgekehrte der Temperatur sein wird. Die relative Feuchtigkeit ist um Mittag nur wenig geringer als morgens; es ist ja auch nicht einzusehen, daß der Seewind nicht feucht sein sollte.

¹⁾ Da die tägliche Temperaturperiode über der See sicher höchstens 3° Amplitude hat, so kann man schätzen, daß vor Eintreffen des Seewindes, also um ca. 8a bereits eine Temperaturdifferenz von ca. 3° in den unteren Luftschichten über Land und Meer besteht.

²⁾ Anmerk. bei der Korr. Bereits erschienen in Ann. d. Hydr. 1921. S. 65—69.

Merkwürdigerweise findet Sven Grenander in einer neueren Arbeit keinen Einfluß des Seewindes auf die Temperatur. Er sagt: „Die Seebrise tritt bei uns (schwedische Ostküste) nicht als kalter und feuchter, sondern als normal temperierter, verhältnismäßig trockener Wind auf. Die frische Kühle, die auch an unserer Küste ihre Ankunft ersehnt macht, wird nicht durch ihre niedrige Temperatur, sondern hauptsächlich durch die vermehrte Verdampfung erzeugt.“ Er beruft sich auch dabei auf Davis, Schultz und Ward, die bemerkt haben, daß die temperaturherabsetzende Fähigkeit des Seewindes gering ist, und „daß dadurch eigentlich ihr weiteres Hineindringen ins Land verhindert werden sollte, weil der horizontale Temperaturgradient hier die Rolle des Primus motor spielt. Um diesen Widerspruch zu erklären, nehmen sie an, daß nur die untersten Luftschichten durch Berührung mit dem Boden erwärmt worden sind, während die höheren Schichten noch eine bedeutend niedrigere Temperatur haben. Diese Hypothese erscheint jedoch in Erwägung der geringen Höhe der Seebrise und der aller Wahrscheinlichkeit rein adiabatischen Temperaturschichtung ihrer verschiedenen Luftlager kaum wahrscheinlich.“

Die Schlußfolgerungen von Grenander sind nicht richtig. Der Temperaturgegensatz zwischen Land und See ist die direkte Ursache des Seewindes, der daher auch niedrigere Temperatur haben muß. Allerdings dürfte der abkühlende Einfluß des Seewindes sich nicht allzu weit landeinwärts erstrecken, da er sich bald erwärmt. Grenander ist die Temperaturerniedrigung wohl nur deshalb entgangen, weil er nur Terminbeobachtungen benutzt hat.

Die Hypothese von Davis etc. ist, wie Grenander richtig bemerkt, deshalb nicht annehmbar, weil die vertikale Mächtigkeit der Seebrise nicht groß ist; aber auch die Vermutung von Grenander, daß es sich beim Seewind um rein diabatische Temperaturschichtung handelt, bestätigt sich an den flandrischen Beobachtungen nicht. Die Aerologie des Seewindes ist anderer Art, wie nun gezeigt werden wird.

Die Zustandskurven der Temperatur und der Relativen Feuchtigkeit.

Als Charakteristika der vertikalen Temperaturabnahme traten bei der Behandlung der einzelnen Aufstiege an Seewindtagen folgende Züge hervor: Nachts bildet sich eine Bodeninversion, die Landwindschicht, die gegen Sonnenaufgang ihre größte Ausbildung erreicht, die typische nächtliche Strahlungsinversion des festen Landes. Einige Zeit nach Sonnenaufgang löst sich durch die Erwärmung des Bodens diese Inversion auf und macht adiabatischen Gradienten Platz. Ist der Vorgang beendet, dann sind die Bedingungen zur Entwicklung des Seewindes gegeben. Es entwickelt sich das Seewindgefälle. Der Seewind drängt als flache, ca. 200 m mächtige, kalte Schicht landwärts und tritt meist als Bodeninversion im Drachenaufstieg in Erscheinung, oder bewirkt doch eine Verringerung der vertikalen Temperaturabnahme. Hierdurch ist eine Form von Inversionen ganz eigener Entstehungsart festgestellt.

Um für die aerologischen Zustände an Seewindtagen einen mittleren Ausdruck zu finden, habe ich die Zustandskurven für die Drachenaufstiege an Seewindtagen in Tafel 2 (Fig. 5) gezeichnet. Die ausgezogenen Kurven geben die Temperatur, die gestrichelten die Feuchtigkeit für Vormittag und Nachmittag. Die Morgenkurve zeigt die Inversion der Landwindschicht bis ca. 200 m, darüber ist die Temperaturabnahme normal. Am Nachmittag bei Seewind weicht die Zustandskurve von derjenigen, die sonst um diese Zeit im Sommer bei heiterem Wetter gefunden wird, ganz bedeutend ab. Der Gradient ist nicht adiabatisch, sondern viel geringer ($0.4^{\circ}/100$ m). Dies ist dem Einfluß der häufigen Seewindinversionen zuzuschreiben. Die Morgenkurve der relativen Feuchtigkeit zeigt nichts Außergewöhnliches, sie nimmt wie gewöhnlich um diese Tageszeit mit der Höhe ab. Die Nachmittagskurve zeigt den Seewindeinfluß. Um diese Zeit der stärksten Konvektion nimmt normalerweise die Feuchtigkeit mit der Höhe zu, an Seewindtagen aber ab; der Luftkörper der Seewindschicht ist feuchter als die Luft in größerer Höhe.

Es ist eigentlich überraschend, daß in größeren Höhen diese Kurven sehr geringe Temperaturgradienten ergeben, während man im Hinblick auf das Zirkulationssystem des Seewindes und der unvermeidlichen Vertikalbewegungen adiabatische Gradienten erwarten sollte. Aber auch, wenn man die einzelnen Aufstiege durchgeht, findet man kaum besonders große Temperaturabnahme. Der Seewind scheint der Aerologie noch manches Rätsel aufzugeben. Die Zustandskurven der Temperatur sprechen nicht dafür, daß im Systeme des Seewindes erhebliche vertikale Zirkulationen vorkommen, da die Gradienten sich dann weit mehr der Adiabate nähern würden. Dies bereitet der theoretischen Vorstellung vom Seewinde Schwierigkeiten, da vertikale Zirkulation zwischen Land und Meer vorhanden sein muß.

Der vertikale Gang der Windgeschwindigkeit und Richtung an den Seewindtagen erweist sich, wenn man die einzelnen Tage überblickt, als recht verschiedenartig, je nach der Überlagerung der Windschichten. Im Mittel aller Tage erhält man die in Tafel 1, Fig. 6 entworfenen Kurven der Windgeschwindigkeit: Am Morgen nimmt in der Landwindinversion die Windgeschwindigkeit vom Boden bis 200 m von 1.7 auf 4.9 ms zu; oberhalb 500 m ergibt sich eine konstante Windgeschwindigkeit von 5—6 ms. Nachmittags, bei Seewind, ist die Geschwindigkeit am Boden natürlich höher, wächst aber nur von 3.4 auf 4.4 ms bis 200 m Höhe an, darüber sinkt sie unter den Betrag der Geschwindigkeit am Morgen. Die Abnahme von 200 bis 500 m zeigt, daß in dieser Höhe im Mittel die Seewindschicht bereits ihre obere Grenze hat, darüber wächst die Geschwindigkeit bis 2000 m wieder langsam an. Die Abendkurve stellt einen Übergang zur Morgenkurve dar. Ob man die aus den Mitteln sich ergebenden Unterschiede für reell halten kann, erscheint einigermaßen zweifelhaft, sonst könnte man daraus schließen, daß die tägliche Periode oberhalb der Seewindschicht der unteren entgegengesetzt ist. In einigen Fällen tritt diese Schwächung des Windes in 500—1000 m allerdings sehr deutlich auf; dies wurde früher bereits durch die Tendenz zur Bildung einer oberen Gegenströmung erklärt. Es sei hier noch eine Zusammenstellung beigefügt, aus der die Höhe des Seewindes, die mittlere Geschwindigkeit der Seewindschicht, ihre mittlere Richtung, der Sinn der Drehung zum Oberwind und die Richtung des letzteren zu entnehmen ist.

L = Linksdrehung, R = Rechtsdrehung.

Datum	Zeit (Ortszeit)	Höhe des Seewindes	Mittlere Geschwindigkeit der Seewindschicht	Mittlere Richtung	Drehung zum Oberwind	Richtung des Oberen Windes	Datum	Zeit (Ortszeit)	Höhe des Seewindes	Mittlere Geschwindigkeit der Seewindschicht	Mittlere Richtung	Drehung zum Oberwind	Richtung des Oberen Windes
13. 7. 1915	1p	500	2	NE	?	Still	11. 5. 1917	12 ⁴⁹ p	100	6	N	R	SE
	6 ¹⁵ p	500	4	NEzE	?	Still	11. 5.	7 ²⁸ p	500	8	NE	R	EzN
24. 8.	1 ³⁰ p	500	2	WzN	L	SE	25. 5.	12 ¹³ p	200	3	NWzW	L	SW
	6 ²⁰ p	500	3	NNE	L	W	26. 5.	12 ²³ p	100	4	NNE	R	ESE
26. 8.	1 ³⁰ p	200	5	NEzN	R	ENE	31. 5.	1 ¹⁸ p	500	7	W	L	WSW
	6 ³⁰ p	200	4	NEzN	R	ENE	1. 6.	1 ²³ p	100	4	NWzW	L	S
8. 9.	1 ³⁰ p	200	4	NEzE	R	E	1. 6.	5 ³³ p	100	2	NE	?	SSW
7. 10.	1 ¹⁰ p	200	3	NEzN	R	E	4. 6.	12 ¹⁸ p	350	4	NNE	R	SSE
1. 5. 1916	12 ³⁸ p	200	9	NNE	R	E	15. 6.	8 ²⁸ a	200	2	N	R	ESE
2. 5.	1 ¹² p	100	6	NNE	R	SSE	15. 6.	8 ⁴³ a	200	3	N	R	ESE
19. 5.	2 ⁰ p	200	6	NEzN	R	E	15. 6.	12 ²³ p	500	4	NE	R	S
20. 5.	1 ⁶ p	100	3	NzE	R	SE	15. 6.	6 ¹⁵ p	300	4	NEzN	R	ESE
31. 5.	12 ³⁰ p	150	5	NW	L	SW	16. 6.	7 ⁵⁸ a	500	3	N	R	SSE
22. 6.	12 ²⁹ p	150	5	NNE	Sprunghaft	S	16. 6.	1 ¹⁸ p	300	5	NE	R	SE
23. 6.	2 ⁸ p	200	3	NNW	R	SSE	16. 6.	5 ¹⁸ p	200	4	NE	R	SE
25. 6.	2 ⁸ p	500	5	W	L	SW	18. 6.	8 ⁰ a	100	2	W	L	SW
1. 7.	1 ³⁸ p	200	3	NW	L	SW	18. 6.	1 ⁴⁵ p	200	2	N	L	SW
3. 7.	1 ¹⁸ p	200	2	NW	?	S	17. 7.	1 ⁸ p	300	3	WNW	L	SSW
11. 8.	12 ¹⁷ p	100	4	NzE	L	NW	17. 7.	1 ⁵⁸ p	400	2	NW	L	SSW
23. 9.	5 ⁸ p	200	2	NE	R	SSE	17. 7.	5 ⁵⁸ p	200	2	NE	R	S
23. 9.	12 ² p	100	3	N	R	SSW	5. 8.	1 ³⁸ p	200	2	NzW	R	ESE
24. 9.	11 ⁵⁶ a	100	1	N	?	SW							
10. 5. 1917	1 ⁸ p	300	8	NE	R	SE	Mittel		250	4	N2°E	13 L 25 R	S 16 E

Danach reicht der Seewind im Mittel bis 250 m, in einzelnen Fällen bis 500 m, manchmal nur bis 50—100 m. Die mittlere Richtung der Brise ergibt sich daraus zu fast rein Nord. In 25 Fällen erfolgte der Übergang zum Oberwind unter Rechtsdrehung, in 13 unter Linksdrehung. Im allgemeinen kann man sagen, daß der Seewind auf dem kürzesten Wege zum Oberwind dreht. Linksdrehung kommt meist auf solche Fälle, wo der Seewind aus dem Quadranten W—N weht, Rechtsdrehung auf solche mit Seewind aus N—E. Die mittlere Richtung des Oberwindes ergibt sich zu S 16° E, weicht also ca. 160° von der Richtung der Seebrise ab.

In einem Falle ist es gelungen, den Temperaturverlauf am Boden sowohl über See, wie am Land zu verfolgen. Am 31. VII. 16 hat H. Bongards gleichzeitige Temperaturmessungen an Bord eines Wachtschiffes auf dem Meere ausgeführt. Das Schiff hielt sich ca. 3—4 km vor der Küste auf der Strecke Ostende—Breedene, von 5a bis nachmittags auf, um Strommessungen auszuführen. Aus den Temperaturbeobachtungen mit Aspirationspsychrometern an Land und über See fand sich folgender gleichzeitige Temperaturgang:

Man sieht, daß der Temperaturanstieg in den Morgenstunden an Land viel größer ist als über See. Zur Zeit des Temperaturminimums um 5a ist die Temperatur über See (Höhe des Schiffsbordes) um 5° höher als über Land, verursacht durch die starke nächtliche Abkühlung an Land. Um 7a war bereits die Temperatur an Land gleich der über See, dann kehrt sich die Temperaturdifferenz um, über Land wird es um 1—2° wärmer als über See. Der eigentliche Seewind setzte gegen 8—9a ein.

Temperaturen an Land und auf See am 31. 8. 1916.

Ortszeit	4 ⁴⁰ a	5a	5 ³⁰ a	6a	6 ³⁰ a	7a	8a	8 ²⁴ a	9a	9 ²⁸ a
An Land	9.9°	9.6	11.0	14.6	15.5	16.3	18.5	17.5	18.0	18.5
Auf See	14.7°	14.7	14.6	15.4	16.7	16.1	16.7	16.6	16.7	16.7

Die übrigen Beobachtungen von diesem Tage mögen hier folgen.

31. Juli 1916.

H	Piloten	5 ⁸ p
Unten	4a, Bew. 1, ci, ≡ ⁰ , SW 3	N 5
200	WNW3	N 5
500	WNW3	N 4
1000	N 3	NNW5
1500	N 3	NW 4
2000	W 6	
2500	W 4	

Fesselballonaufstiege:

7 ³ -7 ³⁴ a, Bew. 5, st-cu, ci, ≡ ⁰				6 ⁴² -7 ² p, Bew. 5, st-cu			
H	t°	R.-F.	W	H	t°	R.-F.	W
Unten	16.7	88	SW 1	Unten	19.4	75	ENE 2
200	18.0	77	W 2	200	19.6	62	N 4
500	17.8	67	NNW2	500	18.5	52	NzW 5
1000	14.8	87	NW 2	1000	15.6	50	NzW 4
1500	11.8	100	NW 3	1500	13.2	55	NzW 3
2000	9.8	70	NW 2	1780	12.0	57	NzW 3
2500	9.3	46	WNW2	Bodeninversion bis 200 m.			
3000	8.2	41	WzN 2				

Witterungsverlauf:

5 ⁴⁸ a, SW 1, Bew. 4, st-cu, ci, ≡ ⁰	} Über Land und See stark diesig
6a, SW 1, Bew. 3, st-cu, ci, ≡ ⁰	
7 ⁴³ a, SW 2, Bew. 3, st-cu, ci, ≡ ⁰	
9 ² a, W 2, Bew. 0, ∞ ¹⁻²	
10 ² a, NW 2, Bew. 0, ∞ ¹⁻²	
11 ² a, NNW3, Bew. 0, ∞ ²	
1 ⁸ p, NNE 2-3, Bew. 0, ∞ ²	
4 ⁸ p, N 3, Bew. 0, ∞ ²	
5 ⁴⁰ p, NE 4, Bew. 0, ∞ ²	

Inversion von 9.5° auf 10.3° zwischen 1940 und 2160 m.
St-Cu bei 1500 m.

Um 4a weht am Boden der Landwind aus SW, der sich nur auf eine dünne Schicht erstreckt. Seit 8a dreht der Wind langsam nach W und NW. Beim Übergang des Windes in die Seewindrichtung geht die Temperatur erheblich herab. Das Temperaturmaximum des Tages tritt daher schon um ca. 8.30a ein. Im Laufe des Nachmittags dreht die Brise weiter nach N und NE. Der Morgendrachen-aufstieg zeigt die Landwindinversion, der Abendaufstieg (6.42p) noch die Seewindinversion.

Von diesem Tage liegt auch eine interessante Registrierung des Steffens-Heddeschen Böen-schreibers von der Mole von Zeebrügge vor, an der die Entwicklung der Seebrise eingehend zu ver-folgen ist.

Aus dieser Registrierung geht hervor, daß bis ca. 8a der Landwind aus S bis SW vorherrscht und zwischen 0—3 ms schwankt. Der Übergang zur Seebrise beginnt um 7.53a, indem der Wind bis 8.8a von SW nach NW dreht, und dann langsamer bis Mittag nach N. Die Tageskurve zerfällt in auf-

fallender Weise in zwei Stücke verschiedener Bögigkeit. Vormittags bis ca. 12a, also zur Zeit, wo der Seewind die Nordrichtung erreicht, besteht die Registrierung aus wellenartigen Änderungen von längerer Dauer (5—10 Minuten) mit wenig raschen Pulsationen. Diese Turbulenzform ändert sich plötzlich um Mittag; um 11.53a springt der Wind von 3 auf 6 ms und geht in einen anderen Turbulenzzustand über, bestehend aus raschen Vibrationen. Vor allem fallen die starken, raschen Richtungsschwankungen der Seebrise zwischen N und NE—E auf. Auch die Geschwindigkeit zeigt gegen den Vormittag veränderte Turbulenz, während ihr mittlerer Wert nicht wesentlich größer ist. Um 6p beginnt der Seewind abzuflauen, er erlischt aber erst ganz nach Mitternacht¹⁾.

Es ließen sich noch einige andere Bögigkeitsregistrierungen von Seewindtagen finden, die sehr interessante Einzelheiten über die Struktur des Seewindes bringen, aber es ist nicht möglich, alle diese Kurven zu reproduzieren, und es ist auch schwierig, sie auszuwerten.

Ich möchte hier noch auf eine Eigentümlichkeit im täglichen Gang der Windgeschwindigkeit hinweisen, die mir an der Küste oft bei Hochdruckwetter, und Winden aus östlichen Richtungen ohne Ausbildung der Seebrise, aufgefallen ist. Als Beispiel führe ich die Beobachtungen vom 18. März 1916 auf:

18. März 1916.		Piloten.		Drachenaufstieg: 5 ⁴⁵ a—7 ³⁸ a		Witterungsverlauf:		
H	4 ⁴⁸ a, Bew. 7 abnehm. auf 2, st-cu	1 ³³ p, Bew. 5 ci-st, ver- einzelte cu	Bew. 6, ci, st-cu	H	t°	R.-F.	W	
Unten	E 2	SE 7	Unten	5.9	90	ESE	2	
300	ESE 8	SE 9	200	9.4	77	SE	11	
500	ESE 8	SEzS 8	500	8.7	71	SE	10	
1000	SzE 6	SSE 15	1000	5.7	84	SEzS	7	
1500	SzE 9	SzW 9	1500	2.9	64	SEzS	11	
1650	SSE 9	—	2150	0.3	50	SE	10	
2000		SzE 9	Bodeninversion bis 200m, an-					10 ⁸ a, SSE 2, Bew. 9, ci, ci-st
2500		SSE 5	schließend isotherm bis 340m					Um ca. 11a frischt der Wind
3000		SzE 6	Inv. v. 0.8° auf 1.5° zw. 1780					plötzlich stark auf.
			u. 1920 m.					12 ⁸ p, SE 6-7, Bew. 10, ci, ci-st, a-st

Die Eigentümlichkeit bestand darin, daß nach schwachen ablandigen Winden am Morgen die Windgeschwindigkeit plötzlich sprungweise zunahm, meist 2—3 Stunden vor Mittag, und ebenso plötzlich um 2—4p wieder abflaute. Am 18. März setzte dieser Sprung unvermittelt mit heftigen Stößen von über 10 ms um 11a ein, im Mittel von 2 auf 6—7 ms und flaute ebenso rasch um 2p wieder ab. Für diese auffallende Erscheinung habe ich vergeblich nach einer Erklärung gesucht. Man könnte geneigt sein, anzunehmen, daß der Windsprung mit der Auflösung der nächtlichen Bodeninversion zusammenhängt, indem plötzlich, wenn die letzten Reste der Inversion verschwunden sind, eine Durchmischung der unteren Luftschichten im Sinne der Espy-Köppenschen Theorie einsetzt. Dagegen spricht aber der relativ späte Eintritt des Windsprunges zu einer Zeit, wo die Bodeninversion längst aufgelöst ist. Auch das ebenso unvermittelte Abflauen des Windes um 2p würde auf diese Weise nicht zu erklären sein.

Um die Luftdruckverhältnisse an Seewindtagen genau untersuchen zu können, sind die Beobachtungen einer oder mehrerer Stationen an der Küste nicht ausreichend; es müßte ein Netz von Stationen auf See und im Binnenland in einiger Entfernung von der Küste zur Verfügung stehen. Im Kriege waren diese Bedingungen nicht erfüllt. Bei den sehr geringen Druckdifferenzen des Seewindes sind auch sehr genaue Messungen des Druckes nötig, die von See schwer zu erhalten sind. Ein Leuchtturm oder eine kleine Insel vor der flandrischen Küste stand nicht zur Verfügung. Drachenaufstiege auf See konnten aus militärischen Gründen nicht ausgeführt werden.

Daher habe ich, um wenigstens festzustellen, welche mittlere Luftdruckverteilung an den Tagen mit Seewind vorhanden war, einen anderen Weg eingeschlagen. Es wurden

¹⁾ Es muß auf die Wiedergabe dieser und anderer Registrierungen aus Sparsamkeitsgründen leider verzichtet werden..

für die drei Beobachtungstermine mittlere Wetterkarten entworfen. Diese haben natürlich nur problematischen Wert, geben aber doch interessante Aufschlüsse über die Entwicklung des Seewindes. In Tafel 1, Fig. 7, 8, 9 sind diese Karten dargestellt. Der Verlauf dieser „mittleren Isobaren“ ist bei der Lückenhaftigkeit der Wettertelegramme im Kriege natürlich nur angenähert richtig, zumal in der Nähe der Küste, da auf See die Beobachtungen fehlen. Aus diesen Wetterkarten ergibt sich zunächst das nicht überraschende Resultat, daß an Seewindtagen typische Hochdrucklage herrscht und der allgemeine Druckgradient sehr gering ist; denn nur in einem gleichmäßigen Isobarenfelde kann der Seewindgradient zur Entwicklung kommen, was auch für die Wetterlage an den einzelnen Tagen stimmt. Der Gradient beträgt im Mittel auf der Linie Kontinent—flandrische Küste nur 0.2 bis 0.3 mm, was einem allgemeinen Wind von ca. 2 ms entsprechen dürfte.

Interessant ist die untertägliche Veränderung der mittleren Druckverteilung: morgens liegt ein Hochdruckgebiet mit konzentrischen Isobaren über Mitteldeutschland, so daß die Kanal- und Nordseeküste südöstliche bis südliche Winde, also Landwinde hat. Dieses Hochdruckgebiet kommt offenbar durch die nächtliche Abkühlung der Luftmassen über dem Kontinente zu Stande. Bis zum Nachmittag hat sich diese Druckverteilung sehr geändert. Unter dem Einfluß der täglichen Erwärmung des Festlandes ist das Hochdruckgebiet hier verschwunden und bedeckt jetzt die Nordsee, von wo der Druck nord- und südwärts abnimmt. Demgemäß herrscht an der Kanal- und Nordseeküste Wind von See, im Westen mehr aus südlicher, im Osten mehr aus westlicher Richtung. Man sieht, daß die Isobaren an der Küste des Kanals sich dem Verlauf der Küste anschmiegen, so daß an der flandrischen Küste den Isobaren ein ungefähr nördlicher Wind entspricht. Aus den Veränderungen der Wetterkarte vom Morgen zum Nachmittag ergibt sich auch, daß vormittags der Druck über der See steigt, über dem Lande fällt. Die Abendkarte ist der Nachmittagskarte sehr ähnlich, womit übereinstimmt, daß um 8 Uhr der Seewind oft noch vorhanden ist. Doch ist zu erkennen, daß im Laufe des Nachmittags der Luftdruck über dem Festlande wieder gestiegen, über der See gefallen ist. Auch diese Karte zeigt das Umbiegen der Isobaren an der flandrischen Küste.

Es sei darauf hingewiesen, daß diese Feststellungen auch für die prognostische Praxis von Interesse sind, da sie einen Anhaltspunkt dafür liefern, unter welchen Bedingungen der Seewind auftritt.

Ohne diese Ergebnisse zu kennen, bin ich bereits im Felde darauf aufmerksam geworden, daß solche Wetterlagen dem Auftreten des Seewindes günstig waren. Die Prognose des Seewindes war so wohl für unsere Aufstiegstechnik von Wichtigkeit, da man vermeiden mußte, mit Fesselballons vom Seewinde überrascht zu werden, als auch für die an der Küste stationierten Fesselballonabteilungen, die Artillerie kleineren Kalibers und die Technik der Gasangriffe. In meinem Tagebuch finden sich wiederholt Bemerkungen über die Rolle des Seewindes bei Gasangriffen. Es war notwendig, auf den täglichen Windwechsel an der Küste zu achten, da ein Gasangriff, der unglücklicherweise mit dem Kentern des Windes zusammenfiel, verhängnisvolle Folgen hätte haben können.

D. Beobachtungen über die Turbulenz des Windes, besonders in der freien Atmosphäre.

Die Bewegungen in der freien Atmosphäre erfolgen meist nicht in der steten Form paralleler Stromfäden, sondern turbulent, von der feinsten ungeordneten Bewegung bis zur Böigkeit höherer Ordnung¹⁾. Es sind alle Größenordnungen möglich und vorhanden bis zu Wirbeln von mehreren 100 m Ausdehnung, und es bestehen große Unterschiede in der Art des Auftretens der Turbulenz in den einzelnen Fällen.

Die „molekulare Turbulenz“ wird ähnlich der bei anderen strömenden Flüssigkeiten bereits experimentell untersuchten sein. Hier hat man bereits bestimmte Turbulenzgebiete nachgewiesen, die bei gewissen Strömungsgeschwindigkeiten bei konstanten Bedingungen eintreten. Es ist aber noch nicht gelungen, eine völlig befriedigende Theorie der Turbulenz zu geben. Neuere Untersuchungen haben gezeigt, daß auch für die Luftbewegung gewisse Schwellenwerte bei 4—6 und oberhalb 12 ms vorhanden zu sein scheinen. Für noch größere Geschwindigkeiten ist die Turbulenz kaum erforscht.

M. Robitzsch²⁾ findet in einer neueren Arbeit, auf deren sehr interessante Einzelheiten hier nicht eingegangen werden kann, daß die absolute Schwankung eines böigen Windes nahe proportional der mittleren Windgeschwindigkeit ist, und zwar hat die Schwankungsamplitude ungefähr den 1.7-fachen Wert der mittleren Windgeschwindigkeit. Auch Barkow³⁾ fand, daß die mittlere Größe der Turbulenzelemente in nahezu linearer Abhängigkeit von der mittleren Geschwindigkeit steht.

A. Pepler findet ebenfalls diese Beziehung in großen Zügen bestätigt, aber er vermutet, daß gewisse Schwellenwerte der Windgeschwindigkeit vorhanden sind, bei denen die Böigkeit sprunghaft anwächst, so bei 2, 4, 7 und 15 Sekundenmetern. Daß die Böigkeit ungefähr linear mit der Windstärke wächst, ist nicht überraschend, und gilt auch nur für Geschwindigkeiten oberhalb ca. 5 ms, wie aus den Beobachtungen von Barkow und Robitzsch hervorgeht. Auf die Unstetigkeiten dieser Beziehung habe ich zuerst aufmerksam gemacht bei Bearbeitung der Lindenberger Doppelvisierungen, wobei ich fand, daß die Mittel der Vertikalbewegungen (Variabilitätswerte der Aufstiegs geschwindigkeit der Pilotballons) sich in folgender Weise auf die verschiedenen Windgeschwindigkeiten verteilen:

in ms	0-2.0	2.1-4.0	4.1-6.0	6.1-8.0	8.1-10.0	10.1-12.0	12.1-14.0	14.1-16.0
Mittel der Vertikalbewegungen:	0.56	0.52	0.48	0.49	0.43	0.34	0.55	0.40

Die stärksten Vertikalbewegungen fallen einerseits auf die schwachen Winde von 0—4 ms, andererseits scheint ein 2. Maximum bei 12—14 ms zu liegen. Die Minima liegen bei 4—6 und 10—12 ms. Wenn Vertikalbewegungen und Böigkeit dasselbe bedeuten, müßten sich diese Beziehungen an den Auswertungen eines Böenschreibers wiederfinden. Wir bemerkten oben, daß A. Pepler tatsächlich solche Unstetigkeiten gefunden hat.

Das Vorhandensein verschiedener turbulenter Bewegungsformen auch in der freien Atmosphäre drängt sich am besten bei den Drachenaufstiegen der Beobachtung auf. Sie zeigen ebenfalls, daß auch in größeren Höhen die Luft fast immer turbulent ist, wobei die Größe der Turbulenz annähernd der Windgeschwindigkeit proportional ist. Aus der aerologischen Praxis heraus habe ich mir die Ansicht gebildet, daß diese Beziehung nur im Mittel mit roher Annäherung gilt.⁴⁾ Bei der aufmerksamen Be-

¹⁾ Man unterscheidet neuerdings zwischen Mikro- und Makroturbulenz; erstere ist wohl identisch mit dem, was ich unter molekularer Turbulenz verstehe und die Physik ganz allgemein als Turbulenz definiert, letztere deckt sich ungefähr mit dem meteorologischen Begriff der „Böigkeit“

²⁾ M. Robitzsch: Beiträge zur Kenntnis der Struktur des Bodenwindes. Die Arbeiten des Preuss. Aeron. Obs., 8. Bd., S. 66.

³⁾ E. Barkow: Windänderung mit der Höhe und Turbulenz. Ann. d. Hydr. 45, S. 1-6.

⁴⁾ Dines hat durch Beobachtung und Messung der Zugschwankungen bei Drachenaufstiegen gezeigt, daß die Böigkeit (definiert als gustiness-factor) vom Erdboden mit der Höhe rasch abnimmt. Es gilt dies natürlich nur für mittlere Verhältnisse.

obachtung zahlreicher Drachenaufstiege findet man viele Abweichungen und lernt zwischen den verschiedenen Turbulenzformen unterscheiden. Die turbulente Struktur des Windes, und die Bewegungsform, die man gewöhnlich „Böigkeit“ nennt, sind nicht unter allen Umständen identisch. Letztere besteht aus Wirbeln und Böen höherer Größenordnung, aus pulsierenden Änderungen des Windes nach Richtung und Geschwindigkeit, verbunden mit Vertikalbewegungen.

Diese Turbulenzform tritt mit Vorliebe bei bestimmten aerologischen Zuständen auf, und zwar:

I. In der Bodenschicht bis ca. 300 m Höhe.

Hier ist die Turbulenz im allgemeinen am größten. Die Ursache ist die Reibung der strömenden Luftmassen an der festen Erdoberfläche und ihren Unebenheiten. Je größer letztere sind, um so größer werden auch die entstehenden Wirbel und Böen sein; über einer Ebene ist die Böigkeit bei gleicher Windgeschwindigkeit kleiner als über hügeligem, bergigem Gelände. Eine ähnliche Rolle spielt die abwechselnde Verteilung von Wäldern und Feldern etc.

An der Küste liegen besonders eigenartige Verhältnisse vor. Der 3-jährige Aufenthalt an der flandrischen Küste hat mir besondere Anschauungen über die Böigkeit der von der offenen See wehenden Winde aufgedrängt. Es ist mir immer überraschend gewesen, wie außerordentlich böig die von See auf die Küste treffenden Westwinde waren, was sowohl das Verhalten der Drachen lehrte als auch direkte Messungen der Windgeschwindigkeit draußen auf dem flachen Strand bei Ebbe, weit weg von den Dünen, mit einem Morell'schen Anemotachometer. Die westlichen Winde, die meist der Rückseite der Depression entstammen, sind natürlich an sich als böig bekannt, aber man sollte doch erwarten, daß die geringe Reibung des Windes über der See die Böigkeit verminderte. Im allgemeinen nimmt man an, daß die östlichen Winde böiger sind als die westlichen bei gleicher Geschwindigkeit. Für die flandrische Küste trifft dies aber sicher nicht zu. Dafür ist neuerdings auch ein direkter Beweis von A. Pepler¹⁾ erbracht worden, der fand, daß die westlichen, vom Meere wehenden Winde bei gleicher Geschwindigkeit wesentlich böiger sind als die östlichen vom Lande wehenden Winde. Das Ergebnis ist abgeleitet aus den Registrierungen eines Steffens-Heddeschen Böenschreibers, der auf der Mole von Zeebrügge in durchaus einwandfreier Weise aufgestellt war.

Die größere Böigkeit der von See wehenden Winde kann verschiedene Ursachen haben, ganz abgesehen von der erwähnten größeren Turbulenz der westlichen Winde an sich. Einmal ist daran zu denken, daß gerade infolge der geringen Reibung über dem Meere einmal vorhandene Wirbel sich länger erhalten können, als über dem Festlande.

Aber ich glaube, daß unsere Vorstellung von der geringeren Reibung über dem Meere auch einer Revision bedarf. Bei glatter, sehr schwach bewegter See — was an der flandrischen Küste übrigens sehr selten ist — wird die Reibung allerdings sehr gering sein. Aber der Reibungskoeffizient ändert sich mit dem Zustand der Meeresoberfläche. Bei hohem Seegang müssen gerade die Unebenheiten des Wasserspiegels, gebildet aus mächtigen Wellen von 10 m Höhe und mehr, für die darüberstreichenden Luftmassen eine Quelle der Turbulenz sein. Es werden sich Böen und Wirbel in der Luft bilden von ähnlicher Größenordnung als die Meereswellen, mit anderen Worten, die Böigkeit wird dem Grade nach vom Seegang abhängig sein. Für die Dynamik der untersten Luftschichten ist dabei von weiterer Bedeutung, daß sich die Reibungsgröße mit dem Seegang dauernd ändert, also keine konstante ist. Direkte Beweise für diese Ansicht lassen sich allerdings schwer erbringen; vielleicht deutet die von A. Pepler gefundene größere Böigkeit der westlichen Winde auf diesen Einfluß hin. Leider sind die Beobachtungen über den Seegang nicht genau genug, andernfalls könnte man unschwer an den Registrierungen des Böenschreibers auf der Mole von Zeebrügge Beziehungen zwischen Turbulenz und Seegang nachweisen, um so mehr, da eine direkte Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und Seegang nicht besteht. (Dünung!) In den Fällen, wo sehr schwache Luftbewegung mit hohem Seegang zusammenfällt, müßte die Verstärkung der Turbulenz der Westwinde am auffallendsten sein.

Eine weitere Ursache für die Entstehung der böigen Bodenschicht liegt in der Flächenreibung der mit wechselnder Geschwindigkeit und Richtung übereinander wehenden Luftschichten. Diese innere

¹⁾ A. Pepler: Untersuchungen über die Geschwindigkeit und Böigkeit des Windes. Wetter. 1918, Heft 11/12, S. 174.

Reibung ist um so größer, je rascher die Windzunahme mit der Höhe und die Drehung erfolgt; das ist aber am meisten in der Bodenschicht der Fall. Darin liegt die Veranlassung zu Böen und Wirbeln. Meist hat die böige Bodenschicht eine scharfe obere Grenze, und die Drachen geraten darüber in ruhigere Strömung. Zum Teil mag dies durch die eigenartigen Strömungsverhältnisse an der Küste bedingt sein¹⁾, aber auch bei den Drachenaufstiegen in Lindenberg konnte man diese scharfe obere Grenze der Turbulenzschicht oft beobachten.

II. Turbulenzschichten in größerer Höhe.

Die auffallendsten Beispiele für den Übergang von ruhiger zu turbulenter Strömung in größeren Höhen liefern die beiden Drachenaufstiege vom 5. Februar 1916. Die Turbulenz prägte sich in diesen Fällen in einer Eigentümlichkeit — eigentlich Mangelhaftigkeit — der Thermographenregistrierung aus, die mir den Gedanken nahelegte, nach diesem zufällig gefundenen Prinzip eine Böigkeitsregistrierung zu entwickeln. Zur Erklärung der Erscheinung bedarf es zunächst einiger Bemerkungen über den benutzten Drachen-Registrierapparat. Derselbe war ein Apparat von C. Schneider-Hamburg von der Form, die früher die Drachenstation Groß-Borstel verwendete. Der Thermometerkörper bestand bei diesem Instrument nicht wie bei den Marvin-Apparaten aus einem Stahllamellenthermometer mit Ätherfüllung, sondern aus einem derben Bimetallthermometer, von der Form eines spitzwinkligen, röhrenförmig umgebogenen und an der Basisseite befestigten Dreiecks. Dies Thermometer hatte die Eigenart, gelegentlich stark verbreiterte, unscharfe Registrierungen zu liefern, die darauf hinwiesen, daß der ganze Thermometerkörper mitunter in stark vibrierende Bewegung geriet. Bei weiterer Beobachtung dieser Eigentümlichkeit fand ich, daß diese Vibrationen oft plötzlich und schichtweise in der Registrierung erschienen, ohne daß eine andere Ursache dafür gefunden werden konnte, als der Bewegungszustand der Luft selber. Nähere Beobachtung ergab, daß der Thermometerkörper die Vibrationen und Schwingungen des Windes mitmachte und registrierte. Auf diese Weise lieferte die Registrierung in vielen Fällen auf den ersten Blick ein Maß der Turbulenz, ohne dabei die Zugschwankungen am Windendynamometer zu Rate ziehen zu müssen. (Siehe dazu Figuren 10 und 11 auf Tafel 2.)

Für die geschilderte Eigenart der Registrierung geben die beiden Drachenaufstiege vom 5. Februar 1916 ein gutes Beispiel. Zunächst seien die Auswertungen der Aufstiege mitgeteilt.

5. Februar 1916.

Drachenaufstieg: 8³⁴a-10²⁶a, Bew. 3, cu, ci-st

H	t°	R.-F.	W
Unten	4.8	94	SSW 4-6
200	5.2	85	SW 17
500	3.7	82	SW 15
1000	0.5	73	SW 15
1500	-3.4	60	SWzS 14
2000	-6.0	48	SSW 14
2150	-6.8	42	SSW 15

Bodeninversion auf 5.4° in 170 m. Luftbewegung in allen Höhen sehr ruhig, fast keine Zugschwankungen.

Drachenaufstieg: 1⁵⁰p-3⁴⁰p, Bew. 3-6, fr-cu, cu, ci

H	t°	R.-F.	W
Unten	7.0	79	WzS 4-7
200	5.1	73	W 16
500	1.5	92	WzN 18
1000	-1.7	60	WzN 16-18
1500	-4.0	56	WzN 14-16
1750	-5.6	50	WzN 16

Wind oberhalb 700 m turbulent, Vibrationen im Thermogramm, sodaß die Kurve verwischt und unscharf ist (sowohl im Aufstieg wie im Abstieg!)

Beim Morgenaufstieg herrschte sehr stetige, turbulenzfreie Strömung in allen Höhen. So waren fast keine Zugschwankungen am Dynamometer zu beobachten, wenn die Drachen stehen gelassen wurden; die Temperaturregistrierung war dünn und scharf. Cumulusbewölkung war bereits vorhanden. Gegen Nachmittag hatte sich die Witterung nicht sehr geändert, nur hatte der Wind rechts gedreht und es war, abgesehen von der Bodenschicht, Abkühlung eingetreten. Die Basis der Cumuli konnte bei 700—800 m festgestellt werden, während ihre Köpfe nicht viel über 1000 m hinauftraten. Genau bei 700 m, also in dem Basisniveau der Cumuli, zeigte das Dynamometer starke Zugschwankungen, und die Thermometerregistrierung zeigte eine in derselben Höhe beginnende Turbulenzschicht an; auch in größerer Höhe blieb die Strömung turbulent, ganz besonders bei 1500 m. Wie die beiden Drachenaufstiege zeigen, hatte die Windgeschwindigkeit seit dem Vormittag oberhalb 500 m nicht unbedeutend zugenommen.

¹⁾ Siehe Heft 3 dieser Abhandlungen S. 21.

Es hatte sich demnach die Struktur der Strömung, mit der zeitlichen Drehung des Windes von SW. nach WzN, ganz wesentlich geändert. Daß die Turbulenzschicht genau in der Höhe der Cumuli begann, dürfte wohl kein Zufall sein, wenn es auch auffällt, daß bei der wirbelfreien Strömung beim Morgenaufstieg bereits Cumuli vorhanden waren.

Diese und ähnliche Registrierungen beweisen, daß in der freien Atmosphäre ziemlich scharf begrenzte Schichten turbulenter Luftbewegung vorkommen können.

Es lassen sich 2 Methoden zur Messung der Turbulenz ausbauen, die bei Drachenaufstiegen angewendet werden könnten. Im Anschluß an obige Eigentümlichkeiten der Registrierungen könnte man daran denken, die durch Turbulenz hervorgerufene Vibration einer Metalllamelle oder -Membran registrieren zu lassen. Man erhielte so wenigstens ein qualitatives Maß der Turbulenz, und zwar würden auf diesem Wege die Turbulenzelemente kleiner und kleinster Größenordnung gemessen werden können, also die eigentliche „turbulente Struktur“. Diese Messungsmethode stößt natürlich im Drachen auf große Schwierigkeiten, da quantitative Messungen sehr durch das Gieren und Vibrieren der Drachen, vorzüglich unter der Wirkung der elastischen Fesselung gestört werden. Es wäre vor allem nötig, dazu einen vollkommen starren Drachen, trotz der dadurch wieder entstehenden technischen Schwierigkeiten, zu verwenden.

Die seither im Gebrauch befindlichen Registrierapparate für die Böigkeit (Gerdien, Steffens-Hedde) sind im Drachen unmöglich zu benutzen. Sie messen auch vorzüglich nur die Böigkeit höherer Größenordnung, die wechselnden Windstöße von größerer Dauer. Es entgehen ihnen die kleinsten Vibrationen der Luftfäden, also das, was im physikalischen Sinne eigentlich unter Turbulenz verstanden wird. Diese, die „molekulare Turbulenz“, wie ich sie nennen möchte, ist aber mit der Turbulenz höherer Ordnung nicht zu verwechseln, es ist auch nicht nötig, daß beide Formen mechanisch aneinander gebunden sind.

Die Böigkeit oder Turbulenz höherer Größenordnung, wie man sie an den Schwankungen des Drachen-Dynamometers beobachtet, ist leichter meßbar. Für qualitative Messungen im Drachen dürfte schon eine mechanische Registrierung mit Hilfe einer Druckplatte genügen. Die Versuche und Berechnungen, die ich darüber im Felde ausführte, waren erfolgversprechend. An Stelle des Flügelanemometers setzte ich eine ebene Druckplatte — ein kugeliges Hohlkörper aus Aluminiumblech wäre vielleicht vorteilhafter gewesen — von 5 cm Durchmesser, die die Stöße des Windes mit Hilfe einer Federung direkt auf einen Schreibhebel übertrug. Zur Unterdrückung der kleineren Vibrationen war eine Dämpfung angewandt. Dies Instrument könnte bei besserem Ausbau das Flügel-Kontakt-Anemometer ganz ersetzen, denn der Ausschlag der Schreibfeder gibt auch direkt die Windgeschwindigkeit an, während die raschen Ausschläge die Turbulenz liefern. Selbst wenn der un stabile Zustand des Drachens eine quantitative Messung ausschließen sollte, erhält man auf diese Weise doch qualitativ ein gutes Bild des Turbulenzzustandes. Leider war es mir im Felde nicht möglich, die beiden beschriebenen Methoden weiter auszubauen und zu prüfen. Eine Prüfung könnte leicht in einem Windkanal erfolgen, in dem man durch geeignete Vorrichtungen ruhige und turbulente Strömung erzeugen und darnach die Apparate studieren könnte. Vielleicht tragen diese Beschreibungen dazu bei, daß ein Observatorium mit geeigneten Einrichtungen die Probleme weiterverfolgt¹⁾.

Besonders groß ist die Böigkeit bei zyklonaler Wetterlage. Die markantesten Turbulenzschichten werden im Niveau der Fr-Ni-Wolken und der unteren Grenze geschlossener Nimbusdecken angetroffen. Hier liegt auch meist das für zyklonale Witterung typische untere Windmaximum. In einer früheren Arbeit habe ich bereits die aerologischen Verhältnisse typisch zyklonaler Wetterlagen, besonders der

¹⁾ Es wäre an der Zeit, daß sich die Drachenstationen der Erforschung der Turbulenz der Atmosphäre energisch annehmen. Daß dies nicht bereits früher geschehen ist, liegt an dem Programm der Drachenstationen, wobei die ganze Arbeit auf die Ausführung der Terminalaufstiege verwendet wird, und keine Zeit für Spezialuntersuchungen bleibt. Diesen Mangel hat bereits R. Assmann als Direktor des Observatoriums Lindenberg schmerzlich empfunden. Im Felde konnte natürlich noch weniger an Einzeluntersuchungen gedacht werden, zumal da die Drachen unserer zu nahe an der Front befindlichen Station, die eigenen Flieger stark gefährdeten.

Stürme in der freien Atmosphäre näher untersucht. (Siehe: Die aerologischen Verhältnisse der freien Atmosphäre bei typisch-zyklonaler Wetterlage. (Arb. d. kgl. Pr. Aeron. Obs. im Jahre 1913. S. 435.) An der flandrischen Küste war diese untere Turbulenzschicht für die Drachen die gefährlichste Schicht, in der sie häufig, von schweren Wirbeln überworfen, Kopfsprünge machten und havarierten. Die Windschicht tritt am ausgeprägtesten auf der Front von anziehenden Depressionen, im inneren Teil des Wirbels auf, bei Winden zwischen E bis SW. Hier sind die Bedingungen für Böen und Wirbel infolge der scharfen Schichtung der Luftmassen und der starken Drehung und Windzunahme mit der Höhe am günstigsten. Wenn Luftschichten mit starker Drehung und Windzunahme übereinander wehen, entstehen Wirbel mit vertikaler Axe, die mit der Strömung fortschreiten, wobei der obere Teil des Wirbels infolge der Windzunahme den unteren Teil überholen wird. Ein Spezialfall dieser Wirbelform sind die trombenähnlichen Gebilde, die man gelegentlich an Nimbus- und besonders Fr-Ni-Wolken bei stürmischem Wind beobachtet. Bei diesen Wirbeln scheint die Hauptursache die vertikale Windzunahme zu sein, die Hauptturbulenzschicht fällt fast stets mit dem Windmaximum zusammen. Das Verhalten der Drachen sowohl, wie die Struktur der Fr-Ni, die oft wirbelartiges Aussehen haben, verraten die Wirbel deutlich.

Man kann diese Turbulenzerscheinungen bei verschiedenen Wetterlagen wenigstens in der Bodenschicht bis ca. 1000 m qualitativ studieren, wenn man das Dynamometer der Drachenwinde registrierend einrichtet. Seit Juni 1918 habe ich öfter derartige Registrierungen ausgeführt mit einer neuen Eulitz'schen Winde, deren Dynamometereinrichtung sehr leicht dazu zu verwenden war. Die Art der Registriervorrichtung ist so einfach, daß sie keiner speziellen Beschreibung bedarf. Der Zeiger des Dynamometers wurde einfach mit einer Hebelübertragung versehen, die die Ausschläge auf einer Trommel mit einständiger Umlaufzeit übertrug. Besser wäre eine Trommel mit noch rascherer Umdrehungsgeschwindigkeit gewesen, aber es war eine solche im Felde nicht zu beschaffen. Der Drachen wurde dann in die zu untersuchende Höhe gesetzt und dort mehrere Stunden das Dynamometer registrieren lassen.

Natürlich liefert eine solche Registrierung nur ein ungefähres Maß der Turbulenz, da das System Drachen und Draht gewisse Trägheitsverhältnisse hat. Die einzelnen Stöße interferieren und werden durch den Widerstand des Drahtes selber modifiziert. Zudem ist das Problem der Fortpflanzung von Stößen im Drachendraht kein einfaches, ebenso wenig wie das bekannte „Singen der Drähte“.

Sieht man von diesen Schwierigkeiten ab, so liefert die Zugregistrierung immerhin ein Maß der Turbulenz. Ich will mich auf die Beschreibung von zwei besonders interessanten Fällen beschränken, da eine Reproduktion aller Kurven nicht möglich ist. Eine andere Bearbeitung dieser Registrierungen etwa nach Mittelwerten verspricht aber wenig Erfolg.

1. Dynamometerregistrierung vom 22. Juni 1918.

Ein 7 m²-Kastendrachen wurde mit 1000 m Draht in das Niveau der fr-ni in ca. 840 m Höhe gesetzt. Zur Charakterisierung der Witterung sei der Drachenaufstieg mitgeteilt, der kurz vorher stattfand.

Die fr-ni lagen anfangs bei 300—400 m, am Schluß bei 700—900 m, die obere Wolkenschicht begann bei 1400 m und reichte nur bis 1600 m; hier Inversion und große Trockenheit.

In Fig. 12, Tafel 2 ist ein Teil der sich über 4 Stunden erstreckenden Dynamometerregistrierungen wiedergegeben. Die ganze Kurve zu reproduzieren, ist unnötig, da sie während der ganzen Zeit ungefähr dasselbe Aussehen hatte. Das Hauptergebnis ist, daß beim jedesmaligen Vorübergang der fr-ni am Drachen der Zug böenartig anstieg, und ebenso rasch hinter der Wolke abflaute. Dies geschah mit

Drachenaufstieg: 7⁵¹-9⁵⁷a, Bew. 8, fr-ni, hohe ni (st-cu ähnlich)

H	t°	R.-F.	W
Unten	14.4	85	WzN 4-8
200	12.2	87	W 9
500	10.2	87	WzN 11
1000	6.4	82	WNW 17
1500	2.8	95	WNW 20
2200	3.2	22	WNW 18

Inversion von 2.0° auf 3.8° zwischen 1600 und 2000 m

großer Regelmäßigkeit und gerade die Hauptsprünge des Zuges fallen, wie aus Fig. 12 zu sehen ist, mit den fr-ni-Wolken zusammen. Die Zugzunahme war überwiegend mit Linksdrehung, die Abnahme mit Rechtsdrehung verbunden, wie das Verhalten des Drachen zeigte. In den Wolkenfetzen segelte der Drachen scharf an und der Zug stieg auf 60 kg und darüber. In der Figur sind rechts die den Zügen ungefähr entsprechenden Windgeschwindigkeiten angegeben. Der Höhenwinkel des Drachen wechselte zwischen 53° und 57° . Die Windrichtung war im Mittel rein W und schwankte um ca. 5° nach N und S.

Der im Drachen gleichzeitig registrierende Marvinapparat notierte starke Schwankungen der relativen Feuchtigkeit. In den fr-ni stieg die Feuchtigkeit natürlich auf 100 %, aber in den Zwischenräumen der Wolken herrschte relative Trockenheit bis 60 %. Das Drachenanemometer lieferte eine mittlere Geschwindigkeit von 16—17 ms. Die Temperaturschwankungen waren nicht erheblich; es ist möglich, daß sie teilweise nur durch die wechselnde Höhenlage des Drachen verursacht sind; jedenfalls betragen die durch den Vorübergang der Wolken verursachten Temperatursprünge nur wenige Zehntel Grad.

Während der Dynamometerregistrierung betrug die Temperatur unten 15.5° , in ca. 840 m 7.0° im Mittel. Das entspricht einem annähernd adiabatischen Temperaturgradienten. Die Turbulenzelemente dieser Registrierung sind von auffallend hoher Größenordnung, im Mittel Zugschwankungen von ca. 20 kg, in einzelnen Stößen über 50 kg entsprechend. Man erhält den Eindruck, als ob die fr-ni mit echten Wirbeln zusammenhingen, denen sie ihre Entstehung verdanken; es müssen damit starke Vertikalbewegungen verbunden sein, worauf die relative Trockenheit zwischen den fr-ni hinweist. Daß keine starken Temperaturschwankungen dabei auftreten, wird durch den adiabatischen Gradienten verständlich.

2. Dynamometerregistrierung vom 2. September 1918.

Diese Registrierung fand bei Cumulusbewölkung statt, aber nur wenig geringerer Windgeschwindigkeit. Ebenfalls wurde ein 7 m^2 -Kastendrachen in 500 m Höhe ins Niveau der fr-cu gesetzt. Der kurz vorher eingeholte Drachenaufstieg lieferte folgende Auswertung:

Die Registrierung (Fig. 13, Tafel 2) zeigt Turbulenz von viel geringerer Größenordnung als die vorige. Eine Abhängigkeit von Zunahme und Vorübergang der fr-cu ist nicht zu erkennen. Es fehlen vor allem in der Kurve die Böen von großer Amplitude, Stöße von über 10 kg Amplitude sind selten. Dafür treten weit mehr Böen kleiner Amplitude auf; besonders im letzten Teil der Registrierung (Fig. rechts) sind diese sehr auffallend.

Drachenaufstieg: 11 ⁵ -31 ³ p, Bew. 5, cu, fr-cu				
H	t°	R.-F.	W	
Unten	16.2	51	W 4-6	
200	13.2	52	WSW 12	
500	9.8	70	WSW 14	
1000	5.8	62	WSW 15	
1500	1.7	77	WSW 20	
2190	-3.6	72	WSW 15	

Man hat es also hier mit Turbulenz kleinerer Größenordnung zu tun, die sich von der vorigen sehr unterscheidet. Auch in diesem Falle war die vertikale Temperaturabnahme in der unteren Schicht sehr groß, sogar überadiabatisch ($1.3^\circ/100\text{ m}$). Starke Schwankungen der Temperatur und der Feuchtigkeit weist die Registrierung des Drachenapparates nicht auf.

Es könnten noch eine ganze Reihe solcher Kurven mit verschiedenartigem Turbulenzcharakter besprochen werden, die in auffallender Beziehung zu Wolken- oder Temperaturschichten stehen; die Reproduktion aller Kurven ist leider nicht angängig.

Ich möchte an dieser Stelle noch die eigenartigen Zugschwankungen berühren, die man bei manchen Fesselballonaufstiegen beobachtet. Die Veröffentlichungen des Aeronautischen Observatoriums Lindenberg enthalten zahlreiche Aufstiege, bei denen ausdrücklich darauf hingewiesen ist; auch im Felde hatte ich wiederholt Gelegenheit, die Erscheinung zu studieren:

Beim Auslassen, aber auch Einholen des Ballons beobachtet man oft regelmäßige oder auch unregelmäßige Zugschwankungen um 5—10 kg in einigen Sekunden. Die Erscheinung der regelmäßigen

Pulsationen tritt meist beim Eintreten des Ballons in Inversionsschichten auf. Die Ursache sind sicher in den meisten Fällen Luftwogen. Wenn man die Windgeschwindigkeit der Schicht kennt, und annimmt, daß sich die Wellen mit dieser fortpflanzen, kann man überschläglich die Wellenlänge berechnen. In einem solchen an der Drachenstation Breedene beobachteten Falle betrug die Windgeschwindigkeit 5 ms, die Dauer der Pulsationen regelmäßig 8 Sekunden, wobei man zu einer Wellenlänge von 40 m käme.

Aber auch bei Windstille und sehr schwachem Wind beobachtet man diese Pulsationen des Dynamometers, manchmal in sehr kurzen Stößen. In einigen Fällen treten sie beim Auslassen bereits knapp über dem Boden auf, werden dann stärker und reichen bis zu großen Höhen (beispielsweise 1000 m). Hier handelt es sich um Schwingungen der Luft von großer vertikaler Mächtigkeit, die zu Stande kommen, wenn eine stabile, fast ruhende Bodenschicht in großer Höhe von starkem Winde überweht wird.

Von diesen regelmäßigen Pulsationen, die offenbar durch echte Luftwogen verursacht werden, sind die kurzen unregelmäßigen Zugschwankungen zu unterscheiden, die man bei böigem Fesselballonwetter beobachtet. Wetterlagen mit sogenannten „Sonnenböen“ liefern gute Beispiele dafür. Es werden dabei auch besonders Vertikalbewegungen eine Rolle spielen, und es ist vielleicht möglich, aus dem Betrag der Zugschwankungen die Größe der Vertikalbewegung abzuschätzen. Hierzu ein Beispiel: Bei einem 30 m³ Ballon entspricht eine Zugschwankung von 10 kg ungefähr einer Vertikalbewegung von 2—3 ms, wenn man den Luftwiderstand der Fläche in Betracht zieht. Das unregelmäßige Ansteigen des Zuges um 10—20 kg bei Sonnenböen dürfte daher auf recht beträchtliche Vertikalbewegungen hinweisen, das gelegentliche Zurückfallen des Zuges auf 0 kg, wobei der Draht schlaff wird und von der Rolle zu springen droht, deutet ebenso auf beträchtliche absteigende Bewegungen hin.

Für den ersten Typus der Zugschwankungen bildet der Fesselballonaufstieg vom 3. April 1916 ein Beispiel:

Zwischen Erde und 800 m zeigt das Dynamometer sehr regelmäßige Zugschwankungen an; der Zug steigt bis 35 kg und sinkt bis 0 kg regelmäßig im Verlauf von 57 Sekunden. Es ist bemerkenswert, daß dabei die Pulsationen in der Bodenschicht erfolgen (Inversion bis ca. 300 m) und fast Windstille bis zu der Maximalhöhe herrschte. Wolken waren nicht vorhanden. Offenbar sind in diesem Falle Luftwogen die Ursache der Zugschwankungen.

Fesselballonaufstieg: 9¹⁰a-9⁴⁰a, Bew. 0, ∞²

H	t°	R.-F.	W
Unten	11.0	86	Still
200	13.7	68	NE 1
500	13.4	63	NE 1
1000	12.5	50	Still
1500	10.8	50	Still
2000	9.4	45	Still
2500	7.0	45	Still

Für den 2. Typus liefert der Fesselballonaufstieg vom 4. November 1915 ein Beispiel:

Zwischen 1000 und 1200 m heftige, unregelmäßige Zugschwankungen; Zug wechselt in raschen Stößen zwischen fast 0 und 40 kg. In diesem Falle ist eine Temperaturschichtung nicht vorhanden. Die Zugschwankungen sind wohl auf Vertikalbewegungen im Cumulusniveau zurückzuführen.

Fesselballonaufstieg: 9⁵²a-10²⁷a, Bew. 1, cu

H	t°	R.-F.	W
Unten	8.2	79	Still
500	4.4	70	ENE 3
1000	2.5	62	NE 4
1500	-0.1	76	NNE 5
2000	-2.3	78	NNE 7

Eine große Zahl von interessanten Einzelbeobachtungen über Turbulenz konnten gelegentlich der Drachenaufstiege gemacht werden. Im Nachfolgenden habe ich aus dem Tagebuche der Drachenstation die bemerkenswertesten Fälle von Turbulenz zusammengestellt. Es sind die extremsten Beispiele von Zugschwankungen, die am Dynamometer beobachtet wurden, die weit über das im stürmischen flandrischen Küstenklima gewohnte Maß hinausgingen. Besonders sind die Aufstiege ausgewählt, die gut begrenzte Turbulenzschichten aufwiesen. (Bei den im Winter häufigen Stürmen ist die Böigkeit natürlich immer groß.) Im Tagebuch wurde vornehmlich der mittlere Betrag der Zugschwankungen notiert, nicht die absoluten Extreme; so sind auch die Angaben der Windgeschwindigkeit, z. B. 14—18 ms, als ungefähre mittlere Schwankung zu verstehen.

Nr. 1. 29. September 1915.

Drachenaufstieg: 3p—3⁸⁰p, Bew. 10¹, fr-ni, ni, cu-ni ●¹

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	11.5	84	NzE5-10	Front einer Depression über dem Kanal.
500	6.5	100	N 20	
900	4.0	100	NNW 16	

Bei 200—300 m liegt eine außerordentlich böige Schicht mit 20—26 ms. Untere ni-Petzen bei 700 m. Obere Wolken nicht erreicht. t°-Gradient bis 500 m adiabatisch.

Nr. 2. 29. Oktober 1915.

Drachenaufstieg: 7⁴⁵—9¹⁰a, Bew. 10¹, fr-ni, ni, ●⁰

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	6.5	93	SSE 2-5	Ostquadrant einer De- pression über Frank- reich.
500	4.2	100	S 12-15	
1000	3.4	84	SSW 8	
1500	0.0	78	SSW 5	

fr-ni bei ca. 200 m, bei 740 m wahrscheinlich Wolkenoberfläche; Inversion von 2.6 auf 3.6 zw. 870 und 960 m. Beim Eintritt in das Wolkenniveau sehr turbulente Luftbewegung. Beim Beginn der Inversion Windschicht mit 13 ms. t°-Gradient bis 500 m: 0.5°/100 m.

Nr. 3. 20. November 1915.

Drachenaufstieg: 8²⁷a—9⁴⁹a, Bew. 10, st

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	1.1	83	E 3-4	Nordquadrant einer De- pression über dem Mittelmeer.
500	-2.8	77	ESE 10	
1000	4.7	45	E 16	
1500	4.6	45	ENE 13	
1660	4.2	45	ENE 12	

Inversion von -4.0° auf 5.3° zw. 670 und 1190 m, Inversion von 3.9° auf 4.6° zw. 1400 und 1500 m. Untere St-Grenze bei 400 m. Zwischen 1200 und 1400 m sehr böige Windschicht zwischen den Inversionen. t°-Gradient bis 500 m: 0.8°/100 m.

Nr. 4. 7. Dezember 1915.

Drachenaufstieg: 8⁴⁰a—9⁴⁷a, Bew. 5—7, fr-ni, ni, ci.

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	7.5	87	SW 4-7	Südquadrant einer De- pression über der Nordsee.
500	5.5	90	W 15	
1000	1.8	80	WzN 14	
1400	-1.0	80	WNW 13	

Bis 70 m Bodenisoothermie. Bei 200 m sehr böige Schicht mit 14—18 ms. Grenze der ni 1200 m. t°-Gradient zwischen 70 und 500 m: 0.5°/100 m.

Nr. 5. 10. Dezember 1915.

Drachenaufstieg: 8³⁰a—10⁷a, Bew. 10², fr-ni, ni.

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	13.0	98	WSW 6-8	Südostquadrant sehr einer Depression böig über England.
500	11.0	100	W 14-17	
1000	8.6	80	W 18-21	

Oberhalb 200 m beim Eintritt in die fr-ni-Schicht sehr böig. t°-Gradient bis 500 m: 0.4°/100 m.

Nr. 6. 31. Dezember 1915.

Drachenaufstieg: 9¹⁵a—10²⁸a, Bew. 8, ci-st. spät. tiefe ni.

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	6.1	92	S 6-8	Front einer Depression über Westeuropa.
200	9.0	94	SzW 21	
500	9.5	72	SzW 17	
1000	7.0	82	SSW 12	
1270	5.0	75	SSW 10	

Bodeninversion auf 10.3 in 300 m. Bei 400 m Windmaximum und plötzlicher Beginn sehr turbulenter Schicht, Wind schwankt rasch zwischen 20 und 25 ms. t°-Gradient 300—500 m: 0.4°/100 m.

Nr. 7. 18. Januar 1916.

Drachenaufstieg: 9⁸a—10⁵⁰a, Bew. 10¹, fr-ni, ni, ●¹

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	8.5	94	SzW 3-7	Front einer Depression über Großbritannien.
200	8.0	100	SSW 12-14	
500	7.8	100	SW 16	
1000	6.3	100	SWzW 10	
1510	3.0	85	WSW 12	

Bei 300 m beim Eintritt in die fr-ni-Schicht sehr böiger Wind.

Nr. 8. 20. Januar 1916.

Drachenaufstieg: 2³²p—2⁴²p, Bew. 10, fr-ni, ni.

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	8.9	79	SSW-W 8-14	Südquadrant einer De- pression ü. der Nordsee.
150	7.6	84	SWzW 25-30	

Aufstiegsversuche auf der Front einer Γ-Bö mit ●². Besonders interessant wegen gleichzeitigem Pilotaufstieg. Bö zieht mit außerordentlich heftigen Windstößen auf. Drachen zeigt Zugschwankungen von 50 bis 100 kg. Die Auswertung des Piloten ergibt bei 200 m nur 8—10 ms (!), offenbar gefälscht durch aufsteigende Luftbewegung auf der Böenfront. Nach den Zügen des Drachen Wind in 150 m viel größer, 20 bis 30 ms, nach der Registrierung des Anemographen 26—28 ms.

Nr. 9. 27. Januar 1916.

Drachenaufstieg: 2⁵p—3¹³p, Bew. 10, fr-ni, ni, ●¹, ≡^{0.1}

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	8.8	95	W 4-8	Unmittelbare Front einer Teildepression.
200	7.4	100	WNW 13	
500	5.2	100	WNW 14	
1000	3.2	100	NW 10	
1300	1.5	100	NW 15	

fr-ni bei 100 m, teilweise schon tiefer; hier sehr böige Windschicht (10—16 ms), Richtung schwankend zwischen SW und NW. t°-Gradient Erde — 200 m: 0.7°/100 m.

Nr. 10. 19. März 1916.

Drachenaufstieg: 1⁵⁰p—3¹⁵p, Bew. 9, ci, ci-st.

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	15.6	62	ESE 4-7	
200	13.3	65	SEzE 10-12	Nordostquadrant
500	11.9	65	SE 10-15	sehr einer Depression über
1000	11.2	50	SSE 12-15	böig Südwesteuropa.
1560	7.5	42	SSE 9	

Zwischen 500 und 1000 m turbulente Schicht, in der die Windstärke um ca. 5 ms hin und herschwankt. Im Abstieg liegt die Schicht zwischen 1100 und 1400 m. t°-Gradient 500—1000 m: Fast 0°.

Nr. 11. 12. April 1916.

Drachenaufstieg: 7³⁰a—9²⁰a, Bew. 10, fr-ni, a-st ●^{0.1}

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	5.2	90	SW 3-5	
200	5.1	58	WSW 14	
500	3.2	48	WSW 18	
1000	-1.3	64	WzS 19-20	Südquadrant einer
1550	-5.6	90	WzS 20-21	Depression über der
1000	-1.0	78	WzS 20-22	Nordsee.
500	2.7	65	WzS 23-25	
200	4.9	100	WSW 16-18	
Unten	7.1	89	SSW 7-12	

Im Aufstieg Inv. von 4.5 auf 5.1 zw. 50 und 200 m; im Abstieg Inv. v. 3.3 auf 4.2 zw. 380 u. 430 m. Gegen 9a ziehen rasch fr-ni auf in 200—300 m, darüber Inversion mit scharfem Windmaximum und starker Turbulenz. Beim jedesmaligen Vorübergang der fr-ni-Petzen Zugschwankungen um 20—30 kg und Gieren des Drachen.

Nr. 12. 15. April 1916.

Drachenaufstieg: 8²⁰a—9³⁰a, Bew. 6—10, ni, cu-ni. Böenwolken mit ●-Schauern.

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	5.7	76	WNW 10-20	
200	3.1	78	NW 18-20	Südwestseite einer
500	-0.4	95	NW 20-24	Teildepression.
1060	-5.4	85	NW 25-30	

Ganz außerordentlich böig in allen Höhen, besonders beim Vorübergang der dunklen Böenwolken.

Nr. 13. 22. April 1916.

Drachenaufstieg: 1⁴¹p—2⁵⁷p, Bew. 10, fr-ni, ni, ●^{1.2}

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	7.0	90	NNE 6-12	
200	4.7	100	NNE 18-22	Nordostrand einer
500	3.1	100	NNE 16-18	Teildepression.
1000	0.8	100	NNE 15	

fr-ni bei 300—400 m, hier sehr turbulente Windschicht mit ca. 25 ms. Oberhalb 800 m Luftbewegung auffallend ruhig. t°-Gradient 200—500 m: 0.5°/100 m.

Nr. 14. 15. Mai 1916.

Drachenaufstieg: 8¹⁰a—9¹²a, Bew. 10, fr-ni, ni.

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	11.2	98	SW 6-11	
200	9.7	100	SWzW 22-25	Südquadrant einer
500	9.8	100	WzS 26-29	Depression über der
1000	8.4	100	WzS 22	Nordsee.

fr-ni bei 100 m. Bei ca. 400 m in der Isothermie böige Windschicht, starke Zugschwankungen, darüber Turbulenz abnehmend. t°-Gradient 200—500 m: Fast 0°.

Nr. 15. 30. Juni 1916.

Drachenaufstieg: 4²⁰a—8¹⁶a, Bew. 10, ni, ●¹

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	11.9	92	S 4-8	
200	11.3	95	SSW 16-19	Südostquadrant eine
500	10.2	100	SW 20-22	Depression über der
870	10.0	100	SW 23-25	Nordsee.

Inversion von 9.5 auf 10.0 zw. 600 u. 870 m. Wolken-
grenze (ni) bei ca. 300—400 m. Sehr böig, besonders beim Eintritt in die Wolken. Zugschwankungen um ca. 50 kg. t°-Gradient 200—500 m: 0.4°/100 m.

Nr. 16. 28. Februar 1917.

Drachenaufstieg: 6²⁸p—7²⁶p, Bew. 10, ni, ●^{Tr}

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	3.8	82	WzS 6-7	
200	3.8	66	WzN 12	Antizyklone über
500	1.7	70	NWzW 13	Südwesteuropa,
1000	-2.2	90	NWzW 13	Nordostseite, Über-
1270	-3.7	100	N 20-23	gangsgebiet.

Bis 200 m Bodenisothermie. Bei ca. 1100 m tritt der Drache sprunghaft in eine sehr turbulente Windschicht ein, hier kleine Isothermie und Wolkengrenze verbunden mit starker Windzunahme.

Nr. 17. 17. März 1917.

Drachenaufstieg 6⁵a—6⁵⁶a, Bew. 3, st-cu, ci-st

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	4.6	90	WSW 8-10	
200	5.2	80	W 21-24	
500	6.0	63	WzN 19	Südquadrant einer
1000	5.0	66	WNW 15	Depression über
1500	2.6	68	WNW 16	Nordwesteuropa.
1620	1.3	69	WNW 16	

Bodeninversion bis 200 m; Inv. v. 4.6 auf 7.1 zw. 420 und 600. Isothermie (5.7) zw. 760 u. 900 m. Isothermie (4.3) zw. 1140 u. 1220 m. Über der Bodeninversion bei ca. 200 m Beginn einer turbulenten Schicht, die sich bis ca. 400 m erstreckt. Typische „blättrige Schichtung“ auf der Vorderseite einer Depression. t°-Gradient 200—420 m: 0.3°/100 m.

Nr. 18. 28. März 1917.

Drachenaufstieg: 7¹²p—8³⁵p, Bew. 10, a-st: fr-cu, am Schluß ni, ●^{0.1}

H	t°	R.-F.	W	
Unten	4.4	80	SSW	4-6
200	2.8	80	SW	12
500	0.8	95	SWzS	12
1000	-2.8	95	SW	12
1500	-3.9	100	WSW	11
1610	-4.0	100	WSW	10
1500	-4.0	100	WSW	11
1000	-2.5	100	WSW	14-20
500	-0.8	100	WSW	14
200	1.5	90	SW	14
Unten	4.0	78	SSW	8-10

Wetterlage:
Südquadrant einer sich nähernden Depression.

Im Aufstieg Isothermie zw. 1100 u. 1610 m; im Abstieg Isothermie (-3.7) zw. 1220 und 1360 m, und zw. 1500 und 1610 m. Untere Wolken bei ca. 1000 m. Im Abstieg hat sich eine sehr turbulente Windschicht zw. 500 und 1100 m ausgebildet. t°-Gradient 500—1000 m: 0.7°/100 m.

Bei einer genaueren Durchsicht dieser einzelnen Aufstiege lassen sich bestimmte gemeinsame Züge erkennen; man kann folgende Gruppen bilden:

I. Turbulenzschicht im fr-ni-Niveau.

Hierher gehören die Aufstiege Nr. 2, 5, 7, 9, 11, 13. In allen Fällen trifft die Turbulenzschicht mit den fr-ni zusammen, und liegt daher, wie die fr-ni selber, in geringer Höhe (100—400 m). Bei Nr. 11 beginnt merkwürdigerweise die böige Schicht erst in einer über den Wolken liegenden Inversionschicht; dabei ist zu erwähnen, daß über den fr-ni eine Störungsschicht der Temperatur überhaupt häufig beobachtet wird, was bei der starken böigen Luftbewegung einigermaßen überrascht.

II. Turbulenzschicht an der Grenze oder in ausgedehnten Wolkendecken.

Nicht erheblich verschieden davon sind alle die Fälle, bei denen Turbulenz in oder an einer geschlossenen Wolkendecke herrscht. Nr. 6, 8, 15, 16, 18.

Bei Nr. 8 herrscht Turbulenz beim Vorübergang von Böenwolken, resp. auf der Front einer aufziehenden Gewitterbö. Das ist nicht überraschend, da hier starke vertikale Luftbewegungen die Regel sind. Besonders interessant ist Aufstieg Nr. 18, der den ursächlichen Zusammenhang zwischen Turbulenz und aufziehender Regenwolkschicht gut zeigt: Im Aufstieg ist die Luftbewegung noch ruhig, im Abstieg nimmt zwischen 500 u. 1000 m der Wind mit den aufziehenden Wolken stark zu, und die ganze Schicht wird böig.

III. Turbulenzschichten ohne Wolken.

Hierher gehören Nr. 1, 3, 4, 10, 17, 19. Es findet sich, wie bei den früheren Fällen, wiederholt eine tiefliegende Turbulenzschicht (200—300 m): (Nr. 1 und 4.) Bei Nr. 17 liegt sie über einer Bodeninversion. Bei Nr. 3 liegt eine begrenzte Böigkeitsschicht zwischen zwei Inversionen. Hier könnte man vermuten, daß die Unterbrechung der beiden Inversionen durch die mechanische Durchmischung der Luftmassen in der Turbulenzschicht verursacht ist. Allerdings steht dem entgegen, daß in einigen Fällen gerade die Störungsschicht der Temperatur turbulent ist. Auch ist kein direkter

Der Aufstieg ist ein gutes Beispiel dafür, daß die unmittelbare Vorderseite nahender Depressionen charakterisiert ist durch eine markante Windschicht in tieferen Lagen, die zusammenhängt mit der Entwicklung der Regenwolkschicht. Die Windschicht erscheint hier zeitlich knapp vor den Wolken.

Nr. 19. 24. Dezember 1917.

Drachenaufstieg: 1¹⁵p—2⁰p, Bew. 10, =¹

H	t°	R.-F.	W	Wetterlage:
Unten	2.7	91	SW	2-3
200	3.8	100	W	13-15
500	3.5	100	WNW	10-13
860	1.6	100	NNW	10-15

Antizyklone über Südwesteuropa, Zyklone üb. Schweden, Nordseite, Übergangsgebiet.

Wind in allen Höhen ganz merkwürdig böig, zeitw. fast stille, dann Wind bis 15 ms anspringend. In einer derartigen Windflaute fällt der Drachen plötzlich aus der Maximalhöhe zu Boden. t°-Gradient bis zur Max.-Höhe: ca. 0°.

Zusammenhang zwischen der vertikalen Temperaturabnahme und der Turbulenzschicht zu erkennen, wie die bei den einzelnen Aufstiegen mitgeteilten Temperaturgradienten der betreffenden Schichten zeigen. Es kommen alle Gradienten vor, vom überadiabatischen bis zur Inversion.

Unverkennbar aber ist der Einfluß der Wetterlage. Fast alle Aufstiege fanden bei echt zyklonaler Witterung statt, und zwar auf der Front anziehender Depressionen, im E- oder S-Quadranten. Es liegt daher nahe, die Turbulenzschichten mit den bei dieser Wetterlage häufigen Schichtungen in Zusammenhang zu bringen. Auch die vertikale Windzunahme und Drehung des Windes ist bekanntlich am größten auf der Vorderseite der Depressionen und hier kommen auch die schärfsten Sprungschichten des Windes und der Temperatur vor; ebenso treten die fr-ni mit Vorliebe im inneren Teil des zyklonalen Süd- und Ostquadranten auf.

Zur Entstehung der Wind- und Turbulenzschichten.

Aus den angeführten Beispielen von Drachenaufstiegen geht hervor, daß scharf begrenzte Wind- und Turbulenzschichten die Front der Depressionen bevorzugen. Es deutet dies schon darauf hin, daß eine Beziehung zu der Schichtung von Luftströmen verschiedener Temperatur und Bewegung besteht. Die scharf begrenzte Übereinanderlagerung im Raume, wie sie am ausgeprägtesten bei den Teildepressionen vorkommt, verursacht in bestimmten Höhen, Schichten größter Neigung der Druckflächen, womit die Windmaxima und -Schichten im Zusammenhang stehen.

Wenn man aber unter der Annahme gewisser extremer vertikaler Temperaturverteilungen die Neigung der Druckflächen und die Windgeschwindigkeit berechnet, so erhält man zwar ähnliche vertikale Windverteilungen, wie die beobachteten, aber man muß ganz unmögliche Voraussetzungen machen über die Temperaturverteilung im Raume, um die Theorie mit so scharfen Windschichten und Sprüngen, wie sie beobachtet werden, in Einklang zu bringen. Hier versagt die Theorie und es müssen in der Struktur des Windes irgendwelche Faktoren vorhanden sein, die scharfe Windsprünge schaffen. Man sollte erwarten, daß ein über eine ruhende Schicht mit großer Geschwindigkeit wehender Luftstrom bald einen Teil seiner Bewegung der ersteren mitteilen würde, so daß eine scharfe Grenzfläche nicht lange bestehen könnte. Auf der Vorderseite der Depressionen läßt sich allerdings oft beobachten, daß eine stabile Bodenschicht durch den überwehenden Westwind „aufgerollt“ oder aufgelöst wird. Aber dabei ist zu bedenken, daß nur der Impuls fortschreitet, der immer neue Luftmassen betrifft, daß also auch die Windschichtung dauernd sich Neubildet. Vielleicht liegt hierin einer der Gründe, warum diese scharfen Windsprünge und Schichten auftreten können, indem sie in fortgesetzter Neubildung begriffen sind; die Strömung ist also hierbei keineswegs eine stationäre. Wenn dies richtig ist, dann müßten diese scharfen Windschichten zeitlich und räumlich sehr veränderlich sein. Dies ist auch im allgemeinen der Fall, wie schon ihr Vorkommen auf der Front vorrückender Depressionen beweist.

Allerdings kommen auch Windsprünge von großer Konstanz und Dauer vor, besonders in Antizyklonen, aber sie sind hier eher erklärlich, da sie meist an der Grenze stabiler Schichten vorkommen (Gleitflächen!), die auf der Erdoberfläche aufliegen.

Die Erklärung begrenzter Turbulenzschichten in der freien Atmosphäre stößt auf noch größere Schwierigkeiten. In den Fällen, wo zwei verschiedene Luftströme übereinanderfließen, ist eher zu erwarten, daß an der Grenzfläche eine turbulente Mischungsschicht entsteht, ebenso wenn eine stark bewegte Schicht, die bereits selber turbulent ist, über eine stabile, auf dem Boden ruhende streicht. An der Berührungsfläche kann eine turbulente Schicht sich ausbilden, von der die Bodenschicht aufgerollt wird. Echte Luftwogen werden nur in dem Falle entstehen können, wenn beide Schichten nicht turbulent sind; sie sind aus diesem Grunde relativ selten.

Weit häufiger sind gerade die Störungsschichten der Temperatur (Inversionen und Isothermien), keine in dynamischem Sinne stabil fließende Schichten, sondern eigentümlich zähe, vielfach turbulente

Schichten, die wohl eine Mischung der darunter und darüber liegenden Luftmassen verhindern, aber in sich in ungeordneter Bewegung sind. Darauf deuten die unregelmäßigen Vibrationen hin, die im Thermogramm auftreten, wenn man einen Drachen in einer Inversion stehen läßt, und keineswegs immer durch Helmholtzsche Luftwogen zustande kommen. Ich habe bereits darauf früher in den Veröffentlichungen des Aeronautischen Observatoriums hingewiesen¹⁾. Bei Bodeninversionen, also besonders nachts, liegt eine turbulente Schicht meist an der oberen Grenze der Inversion resp. des Nebels, wie das Verhalten der Drachen und Fesselballons zeigt.

Eine Hauptursache der Turbulenz kann die frei werdende Dampfwärme im Kondensationsniveau der Wolken sein. Es wurde bereits gezeigt, daß besonders in der Schicht der Fraktus-Formen (fr-ni, fr-cu, fr-st), aber auch an der unteren Grenze und in geschlossenen Wolkenschichten, turbulente Bewegung herrscht. Bei Cumulusbewölkung wird die bei der Kondensation frei werdende Dampfwärme örtlich begrenzte Luftsäulen und Massen zum Aufstieg bringen, und Wirbel und Schlieren bilden, sodaß das Kondensationsniveau der Cumuli eine Schicht besonderer Böigkeit sein muß²⁾. Aber auch die ganze Schicht bis herab zur Erdoberfläche wird durch die mit dem Winde wandernden Luftsäulen und -Wirbel der Cumulusbildung böig sein. Die Cumuli selber werden die Böigkeit verstärken schon durch ihre Schattenwirkung, die eine ungleiche Strahlungsoberfläche am Boden schafft. Auf einige hierher gehörende Erscheinungen werde ich an anderer Stelle näher eingehen, ebenso auf die Entstehung der Fraktus-Formen.

Die Wolkenstruktur, resp. die Veränderlichkeit derselben, ist allgemein ein guter Maßstab für den Grad der Turbulenz. Je größer die Veränderlichkeit der Wolkenmasse ist, um so größer wird die Turbulenz sein. Beweise dafür liefern die Fr-Ni, aber auch die Cumuli und Böenwolken.

Die Cirruswolken weisen ebenfalls durch ihre Form und die Struktur ihrer Fasermasse häufig auf verschiedenartige Turbulenzzustände hin. Es ist bekannt, daß unter den Cirrusformen auffallende Wirbel- und Schlierenformen vorkommen, und daß die feinere Textur sich oft außerordentlich rasch verändert und umbildet. Bei Gelegenheit von Cirrusvisierungen drängte sich mir diese Erscheinung der Beobachtung oft auf. Es wurde mit der Visiervorrichtung des Ballontheodoliten ein bestimmter Wolkenpunkt anvisiert. Manchmal gelang es, denselben Punkt mehrere Minuten festzuhalten, in anderen Fällen aber war die Wolke in so rascher Umbildung begriffen, daß ein bestimmter Punkt schon nach $\frac{1}{2}$ Minute verändert war. Hier sollte nur darauf hingewiesen werden, daß die innere Struktur der Cirruswolken auf bestimmte Turbulenzzustände hinweist, deren Studium von Interesse ist.

Schließlich gaben im Felde noch die Geschossprenghwolken bei Fliegerbeschießungen ein gutes Bild des jeweiligen Turbulenzzustandes in höheren Schichten. Bei ruhig strömender Luft erhielten sich diese kleinen Wölkchen vom Aussehen der fr-cu meist mehrere Minuten unverändert, während sie bei böigem Wind sich rasch auflösten. Ich habe bereits an anderer Stelle³⁾ darüber berichtet.

Turbulenz und Schall.

Es ist hier von Interesse, auf die Rolle hinzuweisen, die die Turbulenz der Luft für die Akustik spielt. Bei dem dauernden Aufenthalt in der Nähe der Front habe ich stets auf die Hörbarkeit des Kanonendonners und der Einschläge geachtet. Es ist mir dabei oft die Abhängigkeit der Hörbarkeit des Schalles von der Turbulenz aufgefallen, mehr als andere abnorme Schallerscheinungen, die auch wegen der Nähe der Front kaum mit Sicherheit zu analysieren waren. Der Einfluß, den die Böigkeit des Windes auf die Tragweite des Schalles hat, kann nicht hoch genug veranschlagt werden. Bei sehr

1) Zur Kenntniss der Temperaturinversionen: Erg. d. Arb. d. kgl. Pr. Aeron. Obs. 1912.

2) Auch von Fliegern wird allgemein bestätigt, daß in der Nähe fast aller Wolkenformen, ganz besonders der Cumuli, unruhige böige Luftbewegung herrscht.

3) Beobachtungen an Geschossprenghwolken. Wetter 1919. Heft 1/2.

böigem Wetter war oft die Hörbarkeit des Trommelfeuers an der Flandernfront stark geschwächt und ich erinnere mich an einige Fälle, wo das Trommelfeuer von Nieuport und Ypern in Breedene fast überhört werden konnte. Auch bei Fliegerbeschießungen konnte man beobachten, daß bei böigem Wetter der Geschosknall von oben stark geschwächt unten ankam, nicht zu vergessen, die eigentümlich intermittierende Hörbarkeit des Propellergeräusches bei stürmischem Wetter.

Es soll hier nur kurz auf die den Verlauf der Schallstrahlen bestimmenden Faktoren eingegangen werden. Es sei nur erwähnt, daß die Schallstrahlen zu den Schichten mit tieferer Temperatur hingebogen werden, bei Bodeninversion gelangen also besonders Schallstrahlen zur Erde zurück, die normalerweise sich im Raume verlieren würden. Die Tragweite hängt natürlich von der Windrichtung ab. Das Verhältnis der Tragweiten mit und gegen den Wind ist ebenfalls ca. 4:1; viel größer dürfte es kaum werden, da bei einer gewissen Windgeschwindigkeit auch die Schallausbreitung in der Windrichtung wesentlich geringer wird (bei Sturm).

Stokes¹⁾ hat gezeigt, daß infolge der Windzunahme mit der Höhe über dem Boden, die Schallwellen ungefähr die Gestalt einer flachen Ellipse annehmen. Die Schallstrahlen gehen mit dem Winde nach unten, gegen ihn nach oben, und es muß, wie Versuche zeigten, in der Windrichtung weniger ausmachen, ob man das Ohr direkt am Boden oder höher hält, als in anderen Richtungen.

Die Hörbarkeit wird ferner wesentlich durch die Änderung des Windes mit der Höhe beeinflusst, und zwar werden bei Windzunahme die Schallstrahlen in der Windrichtung nach unten gebogen und umgekehrt. Diese beiden Faktoren, Temperatur und Wind, liefern bei der Mannigfaltigkeit der Schichtungen in der freien Atmosphäre bereits eine große Zahl von Variationen der Hörbarkeit. Diese Faktoren möchte ich bei folgenden Erörterungen ganz außer Acht lassen und nur den Einfluß der Turbulenz betrachten. Bei der besseren Hörbarkeit des Schalles nachts und im Winter bei Frostwetter, ist die Ursache teilweise die Temperaturinversion, teilweise aber auch die Struktur der Luft. Die Konvektionsströme am Tage und im Sommer schwächen die Schallenergie. Ebenso werden allgemein böige Luftschichten als akustisch trübe Medien anzusehen sein, besonders die turbulente Bodenschicht bis 200—300 m Höhe. Die Tragweite des Schalles ist parallel zur Erdoberfläche dann geringer als nach oben. Diese Verhältnisse könnten gut von zwei benachbarten Funktürmen untersucht werden, indem man die Schallenergie oben und unten mißt. Im allgemeinen wird die Tragweite des Schalles infolge der Energiezerstreuung durch die Turbulenz der Luft direkt proportional der Bögigkeit des Windes sein²⁾.

Je nach der vertikalen Schichtung der Turbulenz, kann die Hörbarkeit des Schalles modifiziert werde. Ich betrachte zwei extreme Fälle:

I. Turbulente Bodenschicht, darüber ruhige Strömung.

Diejenigen Schallstrahlen, welche zur Hauptsache in der turbulenten Bodenschicht verlaufen, werden eher ausgelöscht sein, als die unter einem größeren Winkel nach oben austretenden und in den ruhigeren oberen Schichten verlaufenden. Es wird außerdem ein Grenzwinkel für die ausgehenden Strahlen vorhanden sein, bei dessen Überschreitung keine Schallstrahlen mehr zur Erde zurückgebogen werden können. Dadurch wird schließlich ein bestimmter Sektor von Strahlen übrig bleiben, und zwar diejenigen, welche unter einem möglichst flachen Winkel zur Erdoberfläche austreten und doch noch zur Hauptsache oberhalb der Turbulenzschicht verlaufen. Diese Strahlen werden in größerer Entfernung eine ringförmige Zone der Hörbarkeit bilden können.

¹⁾ Winkelmann, Handbuch der Physik, Bd. III.

²⁾ Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Schalles wird in böiger, dieselbe wie in ruhiger Luft sein, unter sonst gleichen Bedingungen; sie ist bekanntlich auch unabhängig vom Druck.

II. Ruhige Luftbewegung am Boden, Turbulenzschicht erst in größerer Höhe beginnend.

In diesem Falle werden nur die unter flachem Winkel zur Erdoberfläche ausgehenden Schallstrahlen eine Rolle spielen, da alle anderen nach oben gehenden Strahlen in der Turbulenzschicht ausgelöscht werden. Die Tragweite des Schalles wird in diesem Falle nach oben viel geringer sein als seitlich. Diese Verhältnisse werden im Winter häufig verwirklicht sein, wenn eine stabile Bodenschicht in der Höhe von turbulenten Westwinden überweht wird. (Front der Depression nach Kälteperioden.)

Man sieht daraus, welche interessanten Konsequenzen für die Tragweite des Schalles sich allein aus der Existenz von turbulenten Schichten ergibt, und wie wichtig für die akustische Meteorologie es wäre, exakte Messungen in dieser Hinsicht anzustellen. In der Literatur habe ich darüber nichts finden können, es ist auch unwahrscheinlich, daß bereits Beobachtungen darüber vorliegen, da die Messung der Turbulenz selber ein noch ungelöstes Problem ist. Im allgemeinen nimmt man an, daß die Zerstreuung der Schallenergie nach dem Quadrat der Entfernung erfolgt, aber die direkten Beobachtungen bei Sturm und böigem Wind lassen vermuten, daß die Schallstärke in viel rascherem Verhältnis abnehmen kann¹⁾. Sicherlich werden zu dieser Frage die Beobachtungen der Schallmeßtrupps wertvolle Beiträge liefern können; Bearbeitungen sind mir noch nicht bekannt geworden.

¹⁾ Offenbar hängt ähnlich wie in der Luft, auch im Wasser die Fortpflanzung des Schalles von der Turbulenz ab, denn die Tragweite des Schalles ist in Flüssen viel geringer als in Seen gemessen worden.

E. Die Temperaturverhältnisse über Breedene/Meer und St. Michel.

Die Fesselaufstiege an der Küste fanden mit einigen verschwindenden Ausnahmen in der Zeit von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang statt, da nachts aus militärischen Gründen keine Aufstiege ausgeführt werden durften. Der erste Aufstieg begann in der Regel um Sonnenaufgang oder einige Zeit später, der zweite um die Mittagszeit. Der erstere fand im dienstlichen Interesse in der warmen Jahreszeit wesentlich früher statt als in der kalten, so daß die Aufstiegzeiten sich jahreszeitlich verschoben; das gleiche gilt von dem Mittagsaufstieg. Das ist aber für die Bearbeitung nicht von Nachteil, denn der tägliche Gang der Temperatur, besonders aber des vertikalen Temperaturgradienten ist im wesentlichen eine Funktion des Sonnenstandes, indem dieselben Gradienten im täglichen Gange im Sommer wesentlich früher angetroffen werden, als im Winter. Es wäre geradezu vorteilhaft zur Untersuchung des täglichen Ganges, wenn die Aufstiege allgemein so gelegt würden, daß die Zeiten auf den Sonnenaufgang resp. Untergang bezogen würden: die Vergleichbarkeit würde dadurch wesentlich erleichtert. Freilich stehen dem wieder die Anforderungen des Wetterdienstes gegenüber, der eine synoptische Betrachtungsweise erfordert.

Wo eine Vergleichung der Breedener Temperaturverhältnisse mit denen anderer Stationen, wie Lindenberg, unternommen ist, ist Sorge getragen, daß die Temperaturen gleicher Zeiten benutzt sind. Die genauen mittleren Zeiten sind später in den betreffenden Tabellen der Bearbeitung mitgeteilt. Die genaue Beachtung der Aufstiegszeiten spielt besonders dann eine Rolle, wenn es sich um eine Untersuchung der täglichen Temperaturperiode handelt, soweit auf diese aus nur 2 Terminaufstiegen geschlossen werden kann.

Fehlerquellen. Eine genauere Untersuchung der möglichen Fehler erübrigt sich hier, da sie von ähnlicher Art und Größe sind, wie die bei Drachenaufstiegen hinreichend bekannten. Da die Drachenneteorographen häufig auf Druck, Temperatur und Feuchtigkeit genau geprüft wurden, sind wesentliche Fehler, die durch Veränderung der Apparatkonstanten verursacht wären, ausgeschlossen. Das Nachhinken, der wesentlichste Fehler der Apparate, spielt bei den Breedener Aufstiegen schon deshalb keine so große Rolle, wie es bei anderen Drachenstationen der Fall sein mag, da die Winde ein rascheres Einholen als mit 3—4 ms nicht gestattete; an manchen Stationen, die mit 7—8 ms einholen konnten, dürfte diese Fehlerquelle beträchtlich sein. Eine zweite Quelle bedenklicher Fehler, die bei Fesselballonaufstiegen große Temperaturfälschungen hervorruft, ist der Strahlungseinfluß. Wer jemals Ballonaufstiege ausgewertet hat, weiß, wie unsicher deren Temperaturregistrierungen sind; man wird höchstens eine Genauigkeit von 1° annehmen dürfen. Es kompliziert sich bei Ballonaufstiegen der durch zu rasches Auslassen resp. Einholen entstehende Fehler der elastischen Nachwirkung mit dem durch Strahlung verursachten. Bei der Auswertung sucht man gewöhnlich die Temperaturen dadurch zu „korrigieren“, daß man das Mittel aus Aufstiegs- und Abstiegsdaten bildet. Das ist natürlich kein unfehlbares Verfahren und eliminiert die Fehler im Einzelfalle nur ungenügend. Bei der üblichen Art des Auswertens ist anzunehmen, daß in den oberen Stufen die Temperaturen infolge des Strahlungseinflusses allgemein etwas zu hoch sind, ohne daß man angeben könnte, um welchen Betrag. Diese kleinen Fehler werden aber die Breedener Temperaturmittel kaum fälschen; ich habe bei der Auswertung der Ballonaufstiege meist erheblich unter der Maximalhöhe abgebrochen, und dann das Mittel aus Auf- und Abstieg gebildet, das sich ziemlich dem wahren Mittel nähern wird, da die Auslaßgeschwindigkeit ungefähr gleich der Einholgeschwindigkeit war. Bei den Mitteln fallen die Ballonaufstiege auch wenig ins Gewicht, da erstens in dem windigen Küstenklima Ballonaufstiege selten gemacht wurden, und zweitens die Drachenstation an dauerndem Gasmangel litt.

Eine vielleicht ins Gewicht fallende Fehlerquelle darf nicht unerwähnt bleiben. An einer sehr großen Zahl von Tagen liegt an der flandrischen Küste in einer zwischen 500 und 1000 m wechselnden Höhe eine tiefe Wolkenschicht aus ni, st, oder cu-st, die eine Fälschung der Abstiegstemperaturen verursachen kann. Wenn beim Einholen der Drachen aus der Wolkenschicht in relativ trocknere Luft heraustritt, kühlt sich das mit Wasser benetzte Thermometer durch Verdunstung ab und liefert zu tiefe Temperaturen; dieser Fehler addiert sich noch zu dem der elastischen Nachwirkung. Daher stammen bei wolkigem Wetter die oft sehr großen Abstiegsgradienten der Bodenschicht. Es wird später gezeigt werden, daß sich dieser Fehler tatsächlich in den Mittelwerten der Temperaturgradienten ausspricht. Er ist bereits groß genug, um bedenklich ins Gewicht zu fallen, wenn man die Abstiegstemperaturen etwa zur Untersuchung der täglichen Temperaturperiode benutzen wollte. Der Fehler würde noch störender sein, wenn man die Temperaturgradienten bestimmter Schichten, etwa unter und über Wolken-schichten untersuchen wollte. Um diese Fehlerquelle auszuschalten, habe ich bereits früher den Ausweg gewählt, daß ich für die Schicht unterhalb der Wolkendecke den Aufstieg, für die Schicht oberhalb den Abstieg benutzte.¹⁾ Dadurch sind diese Fehler vermieden.

Bei der vorliegenden Bearbeitung, wo es sich nicht um die Untersuchung solcher Einzelheiten handelt, und nur in der Bodenschicht die Temperaturen etwas gefälscht sein könnten, habe ich ein für allemal nur die Aufstiegs- und Abstiegswerte der Drachenaufstiege benutzt.

„Scheinbare“ vertikale Temperaturgradienten können auch dadurch zu Stande kommen, daß die Messung in zwei verschiedenen Höhen nicht gleichzeitig erfolgt; dies ist tatsächlich immer der Fall. Die Temperatur kann sich, bis der Drache die nächst höhere Stufe erreicht, nicht unwesentlich geändert haben. Dadurch entstehen scheinbare Gradienten, die vielleicht einen Teil der beobachteten überdiabatischen vortäuschen. Bei näherer Betrachtung kommt man jedoch zu der Ansicht, daß diese Fehler keine allzu große Rolle spielen, da man in der freien Atmosphäre doch im allgemeinen in Auf- und Abstieg dieselben Gradienten findet. Die zeitlichen Änderungen sind, abgesehen von vorüberziehenden Böen, einzelnen Wolken und in der Nähe von und in Inversionen, meist nicht groß. Nur am Erdboden spielen sie eine größere Rolle. Findet z. B. der Morgenaufstieg um die Zeit der stärksten Änderung der Temperatur (8—10a Ortszeit) statt, so wird natürlich, wenn längere Zeit zwischen der Erreichung von 2 Höhenstufen verstreicht, die Temperatur der Schicht sich geändert haben; der aus der Anfangseinstellung abgeleitete Gradient ist dann nicht reell, und zwar zu klein. Im allgemeinen wird auch dieser Fehler nicht groß sein, da die Zeit, die zwischen der Erreichung zweier Stufen verstreicht, gering ist, zumal bei den Breedener Aufstiegen, die meist genügenden Wind zur Verfügung hatten. Bei den Mittags-Aufstiegen kommt diese Fehlerquelle überhaupt nicht in Betracht, da um diese Tageszeit die zeitlichen Änderungen gering sind.

Die tägliche Temperaturperiode über der Küste.

Eine Ableitung der genauen täglichen Temperaturperiode ist natürlich nicht möglich, da die überwiegende Zahl der Aufstiege nur an 2 Terminen stattfand, morgens und mittags, und die zu anderen Zeiten ausgeführten Aufstiege viel zu spärlich vertreten sind. Ich muß mich daher darauf beschränken, aus den beiden Terminbeobachtungen einige Schlüsse auf die Amplitude der täglichen Periode zu ziehen. Es trifft sich dabei gut, daß die Aufstiegszeiten ungefähr auf die Zeit des täglichen Maximums und Minimums der Temperatur entfallen.

Anfangs hatte ich gehofft, 4 Terminbeobachtungen durch Benutzung der Auf- und Abstiege zu erhalten, man hätte dann aus den Änderungen der Temperatur und der vertikalen Gradienten zwischen Aufstieg und Abstieg einige Schlüsse auf den Verlauf der Temperaturwelle ziehen können, wobei es von besonderem Interesse gewesen wäre, die zeitlichen Änderungen der Gradienten in den Morgen-

¹⁾ Zur Kenntnis der Temperaturinversionen. Die Arbeiten des kgl. Preuß. Aeronaut. Observ. bei Lindenberg. VIII. Bd. S. 258.

stunden zu kennen. Da ich aber bereits bei der Auswertung auf die Fehlerhaftigkeit der Abstiegs-temperaturen aufmerksam geworden war, ging ich zunächst an eine Vergleichung der Auf- und Abstiegsgradienten. Das Ergebnis dieser Bearbeitung für die beiden bodennahen Schichten 5—200 m und 200 bis 500 m gibt Tab. 1.

Tabelle 1. Temperaturgradienten im Aufstieg und Abstieg in den Bodenschichten. ($\delta t/100$ m)

	morgens				mittags			
	Aufstieg	Abstieg	Aufstieg	Abstieg	Aufstieg	Abstieg	Aufstieg	Abstieg
Höhenstufe	5/200	5/200	200/500	200/500	5/200	5/200	200/500	200/500
Oktober—März	0.04	0.40	0.34	0.30	0.90	1.11	0.51	0.51
April—Septbr.	0.35	1.07	0.52	0.65	1.33	1.45	0.73	0.77
Jahr	0.19	0.73	0.43	0.47	1.11	1.28	0.62	0.64

Anmerkung. Die beste Methode, um Temperaturmessungen aus der freien Atmosphäre zu erhalten, die eine einwandfreie Ableitung der täglichen Temperaturperiode gestatten, ist die, die Hergesell am Aeronautischen Observatorium bei Lindenberg seit einigen Jahren eingeführt hat. Dort werden die Aufstiegszeiten dauernd verschoben, sodaß schließlich alle Tagesstunden gleichmäßig vertreten sind. Abmann hat auch bereits vor Jahren diese Frage mit mir wiederholt erörtert; damals konnte man sich aber nicht entschließen, die fixen Terminaufstiege anzugeben, da dabei die Vorteile der Synopsis für den Wetterdienst verloren gehen.

Man ersieht sofort daraus, daß sowohl morgens wie mittags die Abstiegs- werte erheblich größer sind, als die Aufstiegs- werte. Da die zwischen Aufstieg und Abstieg verstreichende mittlere Zeit nur ca. 1½ Stunden für die nicht hohen Breedener Aufstiege beträgt, werden die Gradienten des Abstiegs sofort Bedenken erregen. Das Anwachsen des Gradienten im Jahresmittel von 0.19 auf 0.73 zwischen Auf- und Abstieg am Morgen ist sicher zu groß, wenn natürlich auch der Gradient in den Morgenstunden rasch zunimmt. Um einen Anhalt über den quantitativen Betrag des Fehlers zu haben, sind die Gradienten von Lindenberg für die Vormittagsstunden in Tab. 2 zusammengestellt:¹)

Tabelle 2. Temperaturgradienten in der Bodenschicht (122—500 m) über Lindenberg im Jahresmittel.

5a	6a	7a	8a	9a	10a	11a	12a	1p	2p
-0.14	-0.08	0.08	0.24	0.38	0.62	0.80	0.85	0.86	0.83

Danach beträgt die stündliche Änderung des Gradienten in der Bodenschicht (Erde bis 500 m) über Lindenberg in den Morgenstunden nur etwas mehr als 0.1°, um die Mittagszeit <0.05°. Nach diesen Vergleichswerten, — wobei noch zu berücksichtigen ist, daß das kontinentalere Lindenberg eine größere Temperaturamplitude hat als Breedene, — kann man annehmen, daß die Abstiegsgradienten um ca. 0.1° pro 100 m zu groß, also die Temperaturen in der Schicht bis ca. 500 m um ca. ½° zu tief sind; auch am Morgen ist der Fehler im selben Sinne recht beträchtlich. Er scheint sich im wesentlichen auf die bodennächste Schicht (Erde — 200 m) zu beschränken, die zweite Schicht (200—500 m) zeigt nur unbedeutende Differenzen zwischen Auf- und Abstieg. Daß man diese Fehler seither bei aerologischen Bearbeitungen wenig beachtet hat, liegt daran, daß man gewöhnlich die Temperaturen nur nach 500 m-Stufen auswertete, und bodennahe Schichten geringerer Mächtigkeit nicht untersuchte.

Wie bereits eingangs erwähnt, liegt die Ursache der Fehler in dem Nachhinken des Thermographen und in dem Vorhandensein einer tiefen Wolkendecke. Es ist also zu schließen, daß die Abstiegs-temperaturen in unmittelbarer Nähe des Bodens zur Untersuchung der täglichen Temperaturperiode ungeeignet sind. Ich habe daher in der folgenden Bearbeitung mich auf die Aufstiegs- werte beschränkt, die mit keinen Fehlern behaftet sind.

Man kann zur Ermittlung der Temperaturdifferenzen in der freien Atmosphäre zwischen den beiden Aufstiegs-terminen, zwei Wege einschlagen. Einmal können die mittleren Temperaturgradienten

¹) Nach J. Reger: Täglicher Temperaturgang in der freien Atmosphäre und doppelte Luftdruckschwankung. Die Arbeiten des kgl. Preuß. Aeron. Observ. bei Lindenberg. VIII. Band. S. 229—254.

an die aus den Registrierungen am Boden ermittelten Temperaturen angeschlossen werden. Diese Methode ist nur dann einwandfrei, wenn an jedem Tage 2 Aufstiege wirklich stattgefunden haben; bei den Breedener Aufstiegen ist das nicht der Fall, da häufig einer der beiden Aufstiege ausfiel. Immerhin ist anzunehmen, daß bei einer genügend großen Zahl von Beobachtungen die Fehler größtenteils herausfallen. Einwandfreier ist es, nur solche Tage zu benutzen, an denen 2 Aufstiege stattfanden, und die direkten Temperaturdifferenzen zwischen Morgen- und Mittags-Aufstiegen in verschiedenen Höhen zu bilden; für das vorliegende ziemlich lückenhafte Material ist dieser Weg der beste, bei dem man allerdings den Nachteil in Kauf nimmt, daß viele Aufstiege nicht berücksichtigt werden können. Ich habe beide Methoden angewandt, da es von Interesse ist, die nach beiden erhaltenen Werte mit einander zu vergleichen.

Die Tab. 3 enthält die nach beiden Methoden ermittelten Temperaturdifferenzen mittags—morgens für die kalte und warme Jahreshälfte.

Man ersieht daraus, daß die Werte beider Methoden (unter A und B) leidlich übereinstimmen; doch will ich hier an den Werten unter B, als den sicheren, festhalten.

Macht man die Annahme, daß die beiden Aufstiege ungefähr zur Zeit des Temperaturmaximums und Minimums stattfanden, so geben die Werte ungefähr die Amplitude der täglichen Periode wieder, wenigstens für die bodennahen Schichten. Für größere Höhen gilt dies nicht mehr infolge der Verspätung der Eintrittszeiten der Extreme.

Am Boden beträgt die Temperatur-Amplitude ca. 2—3°. In 200 m ist die Amplitude bereits wesentlich kleiner, 0,7—0,9°, darüber nimmt sie langsamer ab, um oberhalb 500 m annähernd konstant zu bleiben. Der Unterschied zwischen der kalten und warmen Jahreszeit ist in dem Küstenklima nicht erheblich. Zum Vergleich sind in Tab. 3 die entsprechenden Differenzen von Großborstel¹⁾ für die warme Jahreszeit mitgeteilt. Es ist auffallend, daß diese Station viel größere Amplituden hat, am Boden ca. die doppelte, in 500 m sogar die vierfache, erst oberhalb 1000 m nähern sich die Werte beider Stationen. Großborstel hat demnach eine sich weit mehr dem kontinentalen Typus nähernde Amplitude.

Es ist von Interesse, hier noch weitere Drachenstationen zum Vergleich heranzuziehen: Neuerdings liegt eine Bearbeitung der Temperaturverhältnisse der Drachenstation Szentandras bei Temesvar in der südungarischen Tiefebene vor; die in Betracht kommenden Werte habe ich in Tab. 4 zusammengestellt.

Die echt kontinentale Station Szentandras hat naturgemäß eine viel größere tägliche Amplitude als Breedene in den Bodenschichten. Sie beträgt von April—September ca. 10°. In der kalten Jahreszeit ist sie nur doppelt so groß wie in Breedene. In der freien Atmosphäre nimmt über Szentandras die Amplitude ähnlich rasch ab bis 500 m, wie über der Küste Flanderns, sie bleibt aber in 1000 m noch doppelt so groß als hier. In noch größerer Höhe verschwinden die Unterschiede. In der kalten Jahreshälfte besteht bereits bei 1000 m kein wesentlicher Unterschied zwischen Breedene und Szentandras; auf die

Tabelle 3. Änderung der Temperatur vom Morgen zum Nachmittag. (Aufstiegswerte.)
A = Gradientmethode, B = Methode der direkten Aenderungen.

Höhe in m		Erde	200	500	1000	1500
A	Oktober—März .	+2.5	+0.9	+0.2	+0.1	+0.05
	April—September	+2.8	+1.1	+0.5	+0.55	+0.7
B	Oktober—März .	—	+0.7	+0.3	+0.5	+0.3
	April—September	—	+0.9	+0.6	+0.4	+0.5
Jahr			+0.8	+0.45	+0.45	+0.4
			Groß-Borstel 7a—2p ¹⁾			
April—September		+5.1		+2.65	+1.0	+0.4

Tabelle 4.
Änderung der Temperatur vom Vormittag zum Nachmittag über Szentandras.²⁾
(Dez. 1915 — Okt. 1917.)

	Boden	500	1000	1500	2000	2500 m
Oktober—März .	+5.31	+1.25	+0.42	+0.39	+0.66	+0.35
April—September	+10.28	+3.55	+1.38	+0.73	+0.24	+0.40
Jahr	+7.8	+2.4	+0.9	+0.6	+0.4	+0.4

¹⁾ Nach W. Köppen und J. Wendt. Die vertikale Temperaturverteilung zwischen dem Erdboden und 3000 m über Hamburg. Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte. XXXIV. Jahrgang. 1911, Nr. 5.

²⁾ Nach C. Forch. Temperaturen der freien Atmosphäre über der südungar. Tiefebene. Met. Zs. 1919, S. 197.

Werte in noch größeren Höhen, die schon unsicher sein werden, will ich nicht näher eingehen. Ferner sind die entsprechenden Werte von Friedrichshafen zusammengestellt:¹⁾

Die Amplituden über dem Bodensee zeigen auffallende Besonderheiten. Merkwürdigerweise ist hier die Abnahme der Amplitude mit der Erhebung über die Oberfläche des Sees gar nicht vorhanden. In größerer Höhe ist die Amplitude auffallend groß, im Sommer in 2000 m noch 2°. Die Funktion der Abnahme der Amplitude über dem See ist eine ganz andere als an den übrigen Stationen. In der untersten Bodenschicht bis 100 m nimmt die Amplitude sogar mit der Höhe etwas zu. Für das abweichende Verhalten wird in erster Linie der See, vielleicht auch die Nähe der Alpen verantwortlich zu machen sein.

Man wird an das Ergebnis von Braak über die tägliche Temperaturschwankung über dem tropischen Meere erinnert. Braak²⁾ hat, wie auch früher schon K. Wegener³⁾, gefunden, daß die Temperaturamplitude vom Meeresniveau anfangs mit der Höhe wächst. Es wird auch über dem Bodensee eine Schicht vorhanden sein, in der die Luft konvektiv durchmischt wird. Infolge der geringen Wärmeschwankung des Sees, wird auch die Amplitude der Temperatur jener dünnen Luftschicht verringert, die mit dem See in nähere Berührung kommt.

Um zu untersuchen, ob eine ähnliche Erscheinung vielleicht an der flandrischen Küste nachzuweisen ist, habe ich die Temperaturänderungen vom Morgen zum Mittag an allen den Tagen zusammengestellt, an denen die reine Seewindrichtung vorherrschte; es sind nur Windstärken von > 4 ms dazu benutzt. Die Temperaturänderungen sind:

Die Amplitude ist am Boden zwar geringer als im Gesamtmittel, nimmt aber auch in ähnlicher Weise mit der Höhe ab. Von einem besonderen Einfluß der See ist wenig zu bemerken. Schließlich seien noch zum Vergleich die Temperaturänderungen vom Morgen zum Nachmittag von Lindenberg herangezogen, deren Mittel die bis jetzt sichersten sind. Es sind die Zeiten benutzt, die für die mittleren von Breedene in Betracht kommen:

Die Temperaturamplitude von Lindenberg bildet danach einen gewissen Übergang zwischen den beiden extremen Werten von Breedene und Szentandras; sie ist in Lindenberg am Boden größer als in Breedene, wie es durch die kontinentalere Lage erklärlich ist, aber wesentlich kleiner als in Szentandras, das noch tiefer im Kontinent und südlicher gelegen ist. Die Differenz gegen Szentandras scheint aber bei 1000 m bereits zu verschwinden.

Tabelle 5. Änderung der Temperatur vom Vormittag zum Nachmittag über Friedrichshafen.

Höhe in m	400	500	1000	1500	2000
Frühling . .	+3.16	+3.18	+2.57	+2.04	+1.49
Sommer . .	+4.71	+4.91	+3.15	+2.41	+2.07
Herbst . . .	+2.74	+2.73	+1.54	+0.97	+0.77
Winter . . .	+2.21	+2.18	+1.12	+0.76	+0.45
Jahr	+3.20	+3.25	+2.09	+1.54	+1.19

Unten	200	500	1000	1500 m
+1.52	+0.57	+0.19	+0.13	+0.23

Temperaturanstieg vom Morgen zum Nachmittag in verschiedenen Höhen über Lindenberg

im Jahresmittel:				
122 m	500	1000	1500	2000
+4.7	+1.6	+1.0	+1.1	+0.8

Spezielle Untersuchung der Temperaturverhältnisse der Bodenschicht bis 500 m.

Da in der Bodenschicht, die bei früheren Bearbeitungen anderer aerologischer Beobachtungsreihen noch nicht genauer untersucht worden ist, die Eigenart der aerologischen Verhältnisse der Küste sich am stärksten aussprechen wird, habe ich durch Einschaltung einer Zwischenstufe bei 200 m die

¹⁾ Nach Kleinschmidt: Der tägliche Gang der Lufttemperatur über dem Bodensee. Beitr. z. Phys. d. freien Atm. Bd. VI. S. 21.
²⁾ C. Braak: Die tägliche Temperaturschwankung der Luft in verschiedenen Höhen über dem tropischen Meere. Beitr. z. Phys. d. freien Atm. Bd. VI. S. 141—152.
³⁾ K. Wegener: Über den Anteil der direkten Strahlung an der Temperaturperiode der Luft in niedrigen und mittleren Höhen der Troposphäre. Nachr. d. kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math. phys. Kl. 1911.

bodennahen Schichten genauer ausgewertet und bearbeitet, wie dies auch für die Windverhältnisse geschehen ist. Die Mittelwerte der Reihe Januar 1916 — März 1917 enthält Tab. 6.

Danach beträgt morgens der Temperaturgradient im Jahresmittel in der I. Schicht (Erde — 200 m) 0.2° , in der II. Schicht (200—500 m) 0.43° , er wächst also von der I. zur II. Schicht bereits auf den doppelten Betrag an, d. h. der Einfluß der Bodeninversionen ist auf die unterste Schicht bis 200 m beschränkt. Mittags ist der vertikale Verlauf umgekehrt. Bemerkenswerterweise ist auch an der Küste in der I. Schicht der Gradient mittags überadiabatisch (1.12°); er sinkt aber in der II. Schicht bereits auf die Hälfte des Anfangswertes herab (0.62°). Man könnte daraus schließen, daß die Schicht, in der am Mittag die Konvektion im wesentlichen sich abspielt, eine nur geringe vertikale Mächtigkeit hat (bis ca. 200 m). Würde die Konvektion im Mittel höher hinaufreichen, so müßte auch die II. Schicht annähernd adiabatische Gradienten haben. Kondensationsvorgänge spielen unterhalb 50 m noch keine wesentliche Rolle und vermögen das Gradientenmittel kaum zu verringern. Auf diese Beobachtung hat schon A. Woeikof¹⁾ im Jahre 1896 hingewiesen, bei einer Bearbeitung der Temperaturmessungen auf dem Eiffelturm.

Tabelle 6. Temperaturgradienten der Bodenschichten ($\delta t^\circ/100$ m). Januar 1916 — März 1917.

	morgens (Aufstiegswerte)					mittags (Aufstiegswerte)				
	5—200	200—500	t° unten	t° 200	t° 500	5—200	200—500	t° unten	t° 200	t° 500
Januar	0.28	0.52	3.2	2.6	1.1	0.76	0.55	5.0	3.5	1.9
Februar	-0.23	0.18	0.0	0.5	-0.1	1.12	0.81	5.3	3.1	0.7
März	0.05	0.36	2.7	2.6	1.5	1.13	0.59	6.9	4.7	2.9
April	0.43	0.47	7.8	7.0	5.5	1.65	0.88	10.2	8.0	5.3
Mai	0.15	0.42	11.3	11.0	9.8	0.92	0.64	14.0	12.2	10.3
Juni	0.66	0.73	11.2	9.9	7.7	1.47	0.80	13.8	10.9	8.5
Juli	0.71	0.60	13.9	12.5	10.7	1.26	0.66	16.5	14.0	12.1
August	0.23	0.45	15.6	15.2	13.8	1.36	0.70	18.2	15.5	13.4
September	0.09	0.49	12.9	12.7	11.2	1.31	0.68	16.7	14.2	12.1
Oktober	0.17	0.47	10.9	10.6	9.2	1.04	0.74	12.5	10.5	8.2
November	-0.22	0.38	6.3	6.7	5.6	0.93	0.31	7.9	6.1	5.2
Dezember	0.14	0.06	2.8	2.5	2.4	0.52	0.12	3.2	2.7	2.3
Jahr	0.20	0.43	8.2	7.8	6.5	1.12	0.62	10.9	8.8	6.9
Oktober—März	0.03	0.33	4.3	4.2	3.3	0.92	0.52	6.8	5.1	3.5
April—September	0.38	0.53	12.1	11.4	9.8	1.33	0.73	14.9	12.5	10.3

Zum Vergleich mit den Breedener Gradienten lasse ich hier diejenigen vom Eiffelturm folgen. (Tab. 7.)

Tabelle 7. Temperaturabnahme pro 100 m. Paris — Eiffelturm.

Stunde	8a	9a	10a	11a	mittag	1p	2p	3p	4p	5p	6p
Zwischen 2 und 160 m.											
April—Juli	1.22	1.48	1.62	1.65	1.57	1.58	1.50	1.33	1.10	0.90	0.60
Februar, März, August, September	0.53	0.85	1.17	1.24	1.25	1.32	1.24	0.95	0.78	0.50	—
Oktober—Januar	—	—	0.54	0.74	0.84	0.84	0.71	0.61	0.33	—	—
Zwischen 160 und 302 m.											
Sommerhalbjahr	0.47	0.70	0.86	0.84	0.88	0.86	0.86	0.88	0.90	0.92	0.91
Winterhalbjahr	0.09	0.22	0.40	0.54	0.65	0.75	0.80	0.83	0.84	0.79	0.70

Zwischen 2 m und 160 m überschreitet die mittlere Temperaturabnahme längere Zeit den Betrag von 1° pro 100 m, ausgenommen die Monate Oktober bis Januar. In der II. Schicht 160—302 m verspätet sich die rascheste Wärmeabnahme stark. Der Unterschied zwischen Sommer- und Winterhalbjahr ist in dieser Schicht gering. Um die Mittagszeit hat die II. Schicht ähnlich große Gradienten wie Breedene.

¹⁾ A. Woeikof: Einige Resultate der 5-jährigen Beobachtungen auf dem Eiffelturme. Met. Zs. 14, 354—359, 1897.

Woeikof schloß aus der Tatsache, daß in der II. Schicht in der warmen Jahreszeit in keiner Monatsgruppe der adiabatische Wert erreicht wird, daß der vertikale Luftaustausch (Konvektion) selbst im Sommer nicht die Spitze des Eiffelturms erreicht, und stößt darin auf Schwierigkeiten mit der Erklärung der täglichen Periode der Windstärke. Es ist leider nicht möglich, auf die Beziehungen zwischen dem täglichen Gang der Temperaturgradienten und dem der Windstärke zu den Breedener Beobachtungen genauer einzugehen, da derselbe aus 2 Drachenaufstiegen nicht mit Sicherheit abzuleiten ist. Diese Frage könnte gelöst werden durch Aufstellung von Thermographen auf dem Nauener oder Eilveser Funkenturm, von denen bereits die Bearbeitungen der täglichen Periode der Windstärke von Hellmann, Köppen und A. Peppler vorliegen.

Ich kehre nun wieder zur Tabelle 6 zurück. Aus den Werten für die kalte und warme Jahreszeit ist zu entnehmen, daß in ersterer auch an der Küste früh morgens der Gradient fast isotherm ist in der I. Bodenschicht. Der Mittagsgradient ist für das ozeanische Klima auffallend groß (0.92°). In der warmen Jahreszeit ist der Gradient der Bodenschicht überadiabatisch (1.33°), sinkt aber in der II. Schicht auf die Hälfte dieses Betrages (0.73°). Das ist bemerkenswert und beweist, daß in der II. Schicht auch in der warmen Jahreszeit die reine Konvektion im Mittel nicht überwiegt. Jedenfalls ist dieser Nachweis, daß die starken Bodengradienten auf eine relativ flache Schicht von 200 m Höhe sich erstrecken, von großem Interesse und bestätigt die Messungen vom Eiffelturm auch für die freie Atmosphäre an der Küste. Bei der seitherigen Art des Auswertens einer viel größeren Bodenstufe erhielt man einen anderen Eindruck. Ich glaube, daß diese Beziehung auch für die Drachenstationen des Kontinentes gilt, wenn auch dort die starke Temperaturabnahme am Boden etwas höher hinaufreichen wird.

Da über der Küste die thermische Konvektion bei den vorherrschenden Westwinden keine so große Rolle spielt, wie über dem Festland, müssen die großen Bodengradienten überwiegend durch die mechanische Konvektion, die Durchmischung der unteren Luftschichten, verursacht sein. Es steht dies im Einklang mit dem Ergebnis, daß in der Schicht Erde—200 m die Hauptzunahme der Windstärke auf das Doppelte des Ausgangswertes bereits beendet ist; in dieser Schicht ist die Turbulenz und mechanische Durchmischung der Luftmassen am größten.

Der jährliche Gang der Gradienten in den beiden Bodenschichten.

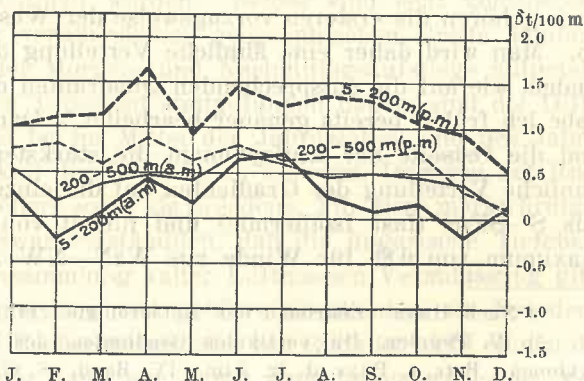
Dieser ist in Fig. 3 dargestellt. Es handelt sich um die Mittelwerte der Reihe Januar 1916 bis März 1917. Morgens hatte der Juli die stärkste Temperaturabnahme (0.71°), nachmittags der April, wo der sehr große Wert von 1.65° erreicht wurde. Der Mai stellte nachmittags ein sekundäres Minimum dar, was vielleicht mit dem häufigeren Auftreten kühler Seewinde zusammenhängt.

Es ist sehr bemerkenswert, daß die mittlere Temperaturabnahme am Boden von Februar bis Oktober adiabatisch oder sogar überadiabatisch ist. Wie aus Fig. 3 leicht zu ersehen ist, hat die II. Schicht (200—500 m) bereits eine viel kleinere jährliche Schwankung als die I. (5—200 m), sowohl morgens wie mittags; in ersterer wird der adiabatische Wert auch mittags in keinem Monat erreicht. Ähnlich ist auch der jährliche Gang der Temperatur selber. Die Differenzen zwischen dem wärmsten und kältesten Monat betragen:

	Unten	200 m	500 m
morgens	15.6°	14.7°	13.9°
mittags	15.0°	12.8°	12.7°

Auch die jährliche Schwankung der Temperatur nimmt mit der Erhebung vom Boden bis 200 m rasch ab, darüber langsamer.

Fig. 3. Jährlicher Gang der Temperaturgradienten in den Bodenschichten über Breedene/Meer.



J. F. M. A. M. J. J. A. S. O. N. D.

Um die Breedener Gradienten mit den sicheren Mitteln von Lindenberg, das die Bodenschicht nur zwischen Erde und 500 m ausgewertet hat, vergleichen zu können, habe ich in Tab. 8 die gleichen Zeiten entsprechenden Gradienten zusammengestellt.

Die ozeanische Lage der Station Breedene prägt sich gut in den größeren Bodengradienten am Morgen aus; an der Küste tritt der Einfluß der nächtlichen Strahlungsinversionen gegen Lindenberg zurück; die stärkere Luftbewegung bewirkt eine stärkere mechanische Konvektion. Es ist auffallend, daß um Mittag Breedene keine kleineren Gradienten hat als Lindenberg. Man sollte erwarten, daß die kontinentalere Lage Lindenergs und damit die stärkere Konvektion größere Temperaturabnahme verursacht. Hieraus könnte man schließen, daß ganz allgemein die mechanische Konvektion keine geringere Rolle spielt für das Zustandekommen mittlerer Gradienten als die thermische.

Offenbar ist darin auch die Erklärung dafür zu suchen, daß über den offenen Meeren die vertikale Temperaturabnahme überraschenderweise sehr groß gefunden worden ist; sie ist kaum geringer als über dem Festlande. Ich führe hier die Ergebnisse der Drachenaufstiege an der Westküste von Schottland im Sommer 1902 an.¹⁾

Die an gleicher Stelle im August und September 1903 bei meist stürmischem Wetter ausgeführten Aufstiege ergaben noch raschere Temperaturabnahme von 0.62° pro 100 m (bis rund 2000 m). Sicher ist in der unmittelbar dem Meere auflagernden Bodenschicht der Gradient noch viel größer und wird sich dem adiabatischen allgemein stark nähern. Für die Subtropen und Tropen ist dies nach den Ergebnissen der aerologischen Expeditionen, worauf ich hier nicht näher eingehen will, auch nachgewiesen.

Um das Zustandekommen der Temperaturgradienten in der Bodenschicht an der Küste Flanderns näher zu verfolgen, habe ich die Gradienten noch bei verschiedener Windrichtung untersucht, da diese an der Küste naturgemäß eine große Rolle spielen wird. Das Ergebnis gibt Tab. 9.

Tabelle 9. Temperaturgradienten in der Bodenschicht bei verschiedenen Windrichtungen. ($\delta t/100$ m)

Windrichtung	NzE—NE	NEzE—E	EzS—SE	SEzS—S	SzW—SW	SWzW—W	WzN—NW	NWzN—N
Winterhalbjahr	0.65	0.19	0.18	0.23	0.39	0.56	0.83	0.71
Sommerhalbjahr	0.67	-0.16?	0.49?	0.40	0.62	0.84	0.87	0.94

Die Gradienten beziehen sich auf die Schicht 5—500 m. Im Winterhalbjahr werden natürlich die Gradienten bei den von dem Kontinent wehenden Winden kleiner sein, als bei den von See wehenden; auch gehören die ersteren vorzugsweise der Westseite der Antizyklonen und der Front der Depressionen an. Man wird daher eine ähnliche Verteilung der Gradienten auf die verschiedenen Windrichtungen finden, wie auf die entsprechenden Quadranten der Zyklonen, resp. Antizyklonen. Diese Verhältnisse habe ich früher bereits genauer bearbeitet.²⁾ Daraus ergab sich auch, daß die Rückseite der Depressionen und die Ostseite der Antizyklonen die stärksten Temperaturgradienten aufweisen. Die Tabelle zeigt ähnliche Verteilung der Gradienten auf die einzelnen Windrichtungen. Das Minimum liegt bei Winden aus S—SEzS (fast Isothermie) und nimmt von da über S und W ziemlich regelmäßig nach einem Maximum von 0.83 für Winde aus WzN—NW zu, um von hier über N wieder abzunehmen. Berücksicht-

1) Nach Hann: Lehrbuch der Meteorologie. III. Aufl. S. 174.

2) W. Peppler, Die vertikalen Gradienten der Temperatur und die Schichtungen in den Zyklonen und Antizyklonen. Betr. z. Phys. d. fr. Atm. IV. Band. S. 67—90.

Tabelle 8. Temperaturgradienten von Lindenberg und Breedene in der Bodenschicht bis 500 m zu den korrespondierenden Zeiten.

Ortszeit für Breedene	$\delta t/100$ m		Zeit	$\delta t/100$ m		
	Li	B		Li	B	
Oktober—März	7a	0.11°	0.22	12.30p	0.66	0.67
	8a	0.22	0.35	2p	0.72	0.76
April—Septemb.	5a	-0.20	0.46	10.45a	0.90	0.98
	6.30a	0.0	0.83	12.15p	1.00	1.05
Jahr	6a	-0.04	0.34	11.30a	0.77	0.82
	7a	0.10	0.58	1p	0.87	0.90

Temperaturabnahme pro 100 m an der Westküste von Schottland.

Höhe in km	0—0.5	0.5—1.0	1.0—1.5	1.5—2.0
$\delta t/100$ m	0.56	0.54	0.46	0.42

sichtigt man, daß der Verlauf der Küste ca. SW—NE ist, so zeigt sich deutlich der Einfluß der See. Die Küstenrichtung trennt recht scharf die kleinen von den großen Gradienten.

Es wird überraschen, daß auch im Sommer die Beziehungen zwischen Gradient und Windrichtung ähnliche sind. Man sollte erwarten, daß in der wärmeren Jahreszeit der mittlere Gradient der vom Festland wehenden Winde größer ist, als der von See wehenden Winde. Aber der stärkste Gradient fällt auch hier auf die Seerichtung, und zwar ist bei der Richtung NWzN—N der Gradient fast adiabatisch. Da dies unmöglich auf thermische Konvektion, die über dem Meere gering ist, zurückzuführen ist, muß man annehmen, daß der einflußreichere Faktor die mechanische Konvektion ist. Man kann darin eine Bestätigung des Satzes sehen, daß das Festland in unseren Breiten im allgemeinen einen abkühlenden Einfluß auf die unteren Schichten ausübt.

Da die mechanische Durchmischung der Bodenschicht bis zu einem gewissen Grade eine Funktion der herrschenden Windstärke sein wird, liegt der Gedanke nahe, dies an den Beobachtungen zu prüfen. In Tab. 10 sind die mittleren Gradienten für 7 Gruppen von Windgeschwindigkeiten gebildet; die benutzte größte Windstärke ist 11 ms, größere Windstärken sind bereits zu selten, um einen verlässlichen Mittelwert zu erhalten.

Tabelle 10. Temperaturgradienten in der Bodenschicht bei verschiedener Windstärke am Boden.

v in ms.	0—1	2—3	4—5	6—7	8—9	10—11	12—13
Winterhalbjahr	0.14	0.17	0.33	0.54	0.65	0.70	0.74
Sommerhalbjahr	0.31	0.31	0.71	0.89	0.95	0.99	1.12

Die Kurven (vergl. Fig. 4) verlaufen im Sommer- und Winterhalbjahr analog. Bei den kleinsten Windgeschwindigkeiten bis 3 ms bleibt der Gradient bei einer geringen Größe konstant. Darüber steigt mit zunehmender Windgeschwindigkeit der Gradient plötzlich stark an, besonders im Sommer. Beide Kurven scheinen sich bei Windgeschwindigkeiten über 6 ms asymptotisch der Trockenadiabate zu nähern. Im Sommer ist bei 10 ms der Gradient adiabatisch. Die letzte in der Figur nicht benutzte Gruppe, die allerdings unsicher sein wird, zeigt eine weitere Steigerung des Gradienten, im Sommer über die Adiabate hinaus. Man wird nicht fehlgehen, in diesen Kurven den Ausdruck der mechanischen Konvektion zu sehen, die bei ca. 3 ms beginnt, sprunghaft zunimmt, um einem konstanten Wert zuzustreben. Es sei dazu bemerkt, daß nach früheren Untersuchungen, die auch von anderer Seite bestätigt werden, die Turbulenz bei ca. 4 ms sprunghaft beginnt, was wohl damit im Zusammenhang steht.

Ich kehre nach diesen Ausführungen wieder zu der Vergleichung der Gradienten verschiedener anderer Drachenstationen zurück. Kürzlich sind die Temperaturgradienten der Kriegsdrachenstationen Ruda bei Lodz und Szentandras bei Temesvar veröffentlicht worden. Beides sind echt kontinentale Stationen und man sollte erwarten, daß sie trotz der verschiedenen geographischen Breite ähnliche Gradienten aufweisen. In Tab. 11 sind die Gradienten der Morgen- und Nachmittagsaufstiege mitgeteilt.

Obwohl die Morgenaufstiege ungefähr zu gleichen Terminen stattgefunden haben, sind die Differenzen der Bodengradienten sehr groß. Zu Szentandras ist im Mittel der Jahreszeiten und des Jahres der Bodengradient negativ, was auf eine große Häufigkeit der Inversionen hinweist. Dagegen hat Ruda auffallend große Gradienten am Morgen, wesentlich größere sogar als Breedene. Für diese merkwürdigen Differenzen kann ich keine Erklärung finden. Es ist zwar verständlich, daß die ungarische Tiefebene zu besonders starker nächtlicher Schichtung durch Ansammlung kalter Luftmassen Veranlassung gibt; aber ganz unerklärlich bleibt, warum Ruda in Polen morgens viel größere Gradienten als Breedene, Lindenberg und Hamburg haben sollte. In der ganzen Beobachtungsreihe von Ruda ist nicht einmal der mittlere Gradient eines Monats negativ. Die Abweichung kann nur durch ganz besondere lokale Ver-

Fig. 4. Abhängigkeit von $\delta t/100$ m in der Schicht 5/500 m von der Windgeschwindigkeit am Boden.

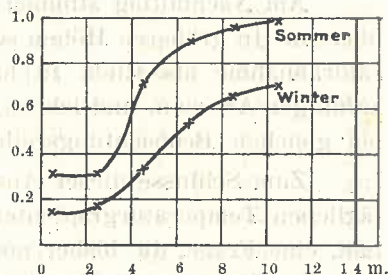


Tabelle 11.

Temperaturgradienten zu Szentandras. Vormittags. Dezember 1915—Oktober 1917.					Temperaturgradienten zu Szentandras. Nachmittags. Dezember 1915—Oktober 1917.				
	Boden/500 m	500/1000 m	1000/1500 m	1500/2000 m		Boden/500 m	500/1000 m	1000/1500 m	1500/2000 m
Frühling . .	-0.14	0.44	0.56	0.61	Frühling . .	0.98	0.82	0.70	0.66
Sommer . .	-0.42	0.54	0.71	0.70	Sommer . .	1.38	1.04	0.84	0.76
Herbst . . .	-0.66	0.39	0.57	0.58	Herbst . . .	1.03	0.79	0.64	0.61
Winter . . .	-0.43	0.27	0.42	0.54	Winter . . .	0.44	0.38	0.38	0.42
Jahr	-0.41	0.41	0.56	0.61	Jahr	0.96	0.76	0.64	0.61

Temperaturgradienten zu Ruda bei Lodz. Vormittags. Juli 1915—Oktober 1917.					Temperaturgradienten zu Ruda. Nachmittags. Juli 1915—Oktober 1917.				
Frühling . .	0.63	0.51	0.46	0.45	Frühling . .	1.23	0.68	0.56	0.49
Sommer . .	0.64	0.56	0.67	0.63	Sommer . .	1.31	0.85	0.71	0.63
Herbst . . .	0.42	0.42	0.45	0.51	Herbst . . .	0.91	0.64	0.55	0.48
Winter . . .	0.40	0.38	0.43	0.45	Winter . . .	0.60	0.39	0.44	0.44
Jahr	0.52	0.47	0.52	0.52	Jahr	1.01	0.64	0.56	0.51

hältnisse von Ruda, die ich nicht einzusehen vermag, verursacht sein, oder es müssen Fehler im Spiele sein.

Am Nachmittag stimmen die Gradienten der Bodenschicht von Ruda und Szentandras ziemlich überein. In größeren Höhen scheint das südlicher gelegene Szentandras bis zu 2000 m größere Temperaturabnahme als Ruda zu haben. Die sonstigen starken Abweichungen der Einzelmittel werden zufälliger Art sein, und lehren, daß bei Vergleichung solcher Gradienten verschiedener Stationen selbst bei gleichen Beobachtungsreihen Vorsicht am Platze ist.

Zum Schlusse dieser Ausführungen muß noch untersucht werden, wie sich das wahre Mittel der täglichen Temperaturgradienten zu dem in der üblichen Weise aus 2 Terminaufstiegen gebildeten verhält, eine Frage, die bisher noch kaum erörtert worden ist, aber wichtig ist, da man sich daran gewöhnt hat, die Mittel aus 2 Terminaufstiegen geradezu als wahre Mittel anzusehen. In der Bodenschicht spielen aber die Zeiten, zu denen die beiden Aufstiege ausgeführt werden, eine große Rolle, da sich besonders nach Sonnenaufgang die Gradienten stark ändern. Ich benutze, um diese Frage zu erörtern, die tägliche Periode der Gradienten bis 500 m über Lindenberg, die auf Grund der Arbeiten von J. Reger¹⁾ genügend sicher feststeht.

In Tab. 12 findet man die Gradienten zu den in Betracht kommenden Zeiten, ferner 9 Kombinationen von Stundenmitteln, jeweils darunter die Abweichungen vom wahren Mittel des Temperaturgradienten. Man sieht daraus, daß im Jahresmittel die Kombinationen von zwischen 6a und 2p liegenden Terminen zu hohe Gradienten liefern. Die besten sind die mit einem möglichst früh liegenden Morgenaufstieg (6a). In den einzelnen Jahreszeiten ist dies natürlich anders, es bedarf keiner weiteren Besprechung, da alles weitere aus der Tabelle zu entnehmen ist. Man wird sich daran gewöhnen müssen, auf diese Abweichungen bei der Bildung von Gradientenmitteln Rücksicht zu nehmen, um die möglichen Fehler richtig einzuschätzen, wenn man die Gradienten verschiedener Stationen mit abweichenden Aufstiegszeiten vergleichen will. Ich bemerke hierbei nur noch, daß man bei Ballonaufstiegen, bei denen

Tabelle 12.

Mittlere Gradienten in der Bodenschicht und an verschiedenen Terminen. (Lindenberg.)

	Wahres Gradient- mittel	morgens			12a	1p	2p
		6a	7a	8a			
Frühling . . .	0.43	-0.23	-0.03	0.35	1.03	1.04	1.01
Sommer . . .	0.57	0.01	0.36	0.74	1.20	1.16	1.09
Herbst	0.13	-0.07	-0.13	-0.04	1.07	1.09	0.95
Winter	0.16	0.34	0.04	0.03	0.19	0.29	0.39
Jahr	0.32	-0.08	0.08	0.19	0.85	0.86	0.83

¹⁾ cit. S. 35.

	Wahres Gradient- mittel	6a+12 m	6a+1p	6a+2p	7a+12 m	7a+1p	7a+2p	8a+12 m	8a+1p	8a+2p
		2	2	2	2	2	2	2	2	2
Frühling	0.43	0.40	0.40	0.39	0.50	0.50	0.49	0.69	0.70	0.68
Abweichung (Mittel) .		-0.03	-0.03	-0.04	0.07	0.07	0.06	0.26	0.27	0.25
Sommer	0.57	0.60	0.58	0.55	0.78	0.76	0.73	0.97	0.95	0.91
Abweichung (Mittel) .		0.03	0.01	-0.02	0.21	0.19	0.16	0.40	0.38	0.34
Herbst	0.13	0.50	0.51	0.44	0.47	0.48	0.41	0.51	0.52	0.46
Abweichung (Mittel) .		0.37	0.38	0.31	0.34	0.35	0.28	0.38	0.39	0.33
Winter	0.16	0.26	0.31	0.36	0.11	0.16	0.21	0.11	0.16	0.21
Abweichung (Mittel) .		0.10	0.15	0.20	-0.05	0.00	0.05	-0.05	0.00	0.05
Jahr	0.32	0.38	0.39	0.37	0.46	0.47	0.46	0.52	0.52	0.51
Abweichung (Mittel) .		0.06	0.07	0.05	0.14	0.15	0.14	0.20	0.20	0.19

Tabelle 13.

Gradienten der Temperatur über Lindenberg. (Mittel aus 8a- und 2p-Aufstieg)

Monat	122/500	500/1000	1000/1500	1500/2000	2000/2500	t unten	t 500	t 1000	t 1500	t 2000	t 2500
Januar 1916	0.46	0.40	0.41	0.44	0.39	3.1	1.6	-0.3	-2.4	-4.6	-6.5
Febrnar . . .	0.31	0.40	0.46	0.54	0.54	0.1	-0.6	-2.5	-4.8	-7.5	-10.2
März	0.43	0.41	0.50	0.54	0.54	4.0	3.2	1.2	-1.4	-4.0	-6.8
April	1.02	0.62	0.56	0.52	0.51	8.8	6.4	3.3	0.5	-2.1	-4.6
Mai	0.84	0.72	0.70	0.64	0.51	13.6	11.0	7.4	3.9	0.8	-1.8
Juni	1.03	0.76	0.69	0.60	0.54	14.1	10.6	6.8	3.4	0.4	-2.2
Juli	0.97	0.63	0.62	0.58	0.54	17.1	16.2	11.1	8.0	5.1	2.3
August	0.82	0.62	0.59	0.56	0.45	16.6	14.2	10.8	7.9	5.0	2.7
September . .	0.63	0.67	0.52	0.44	0.38	12.7	11.3	8.0	5.4	3.2	1.2
Oktober . . .	0.65	0.58	0.47	0.43	0.33	8.2	6.4	3.5	1.2	-1.0	-2.6
November . .	0.22	0.33	0.48	0.42	0.49	4.5	3.9	2.3	-0.1	-2.2	-4.6
Dezember . . .	0.29	0.53	0.31	0.50	0.55	2.2	1.0	-1.7	-3.2	-5.7	-8.5
Winter	0.35	0.44	0.39	0.49	0.49	1.8	0.7	-1.5	-3.5	-5.9	-8.4
Frühling . . .	0.77	5.58	0.59	0.56	0.52	8.8	6.9	4.0	1.0	-1.7	-4.4
Sommer	0.94	0.69	0.63	0.58	0.51	15.9	13.7	9.6	6.4	3.5	0.9
Herbst	0.50	0.48	0.49	0.43	0.40	8.5	7.2	4.6	2.1	0.0	-2.0
Winter	0.64	0.56	0.52	0.52	0.48	8.8	7.1	4.1	1.5	-1.1	-3.5

Gradienten der Temperatur über Breedene. (Mittel aus 8a und 2p.)

Januar 1916	0.54	0.54	0.45	0.54	—	7.0	4.3	1.6	-0.6	-3.4	—
Februar . . .	0.64	0.62	0.65	(0.27)	—	3.6	0.3	-2.7	-6.0	-7.4	—
März	0.46	0.52	0.63	0.51	0.46	4.5	2.2	-0.4	-3.5	-6.0	-8.3
April	0.71	0.57	0.53	0.49	0.34	8.5	4.9	2.1	-0.6	-3.0	-4.7
Mai	0.48	0.59	0.61	0.60	0.54	12.7	10.3	7.4	4.4	1.3	-1.4
Juni	0.87	0.56	0.49	0.56	0.56	12.3	8.0	5.2	2.8	-0.0	-2.8
Juli	0.74	0.45	0.51	0.44	0.42	14.8	11.1	8.9	6.3	4.1	2.0
August	0.60	0.57	0.43	0.41	0.43	16.5	13.5	10.7	8.6	6.5	4.4
September . .	0.58	0.56	0.47	0.40	0.45	14.6	11.7	8.9	6.6	4.6	2.3
Oktober . . .	0.54	0.51	0.40	0.39	0.55	11.0	8.3	5.8	3.7	1.8	-1.0
November . .	0.33	0.51	0.47	0.46	0.40	6.5	4.9	2.4	-0.0	-2.3	-4.3
Dezember . .	0.21	0.32	0.54	0.58	0.64	3.3	2.2	0.6	-2.1	-5.0	-8.2
Winter	0.46	0.49	0.55	(0.46)	(0.64)	4.6	2.3	0.2	-2.9	-5.3	-8.2
Frühling . . .	0.55	0.56	0.59	0.53	0.45	8.6	5.8	3.0	0.1	-2.6	-4.8
Sommer	0.74	0.53	0.48	0.47	0.47	14.5	10.9	8.3	5.9	3.5	1.2
Herbst	0.48	0.53	0.45	0.42	0.47	10.7	8.3	5.7	8.4	1.4	-1.0
Jahr	0.56	0.53	0.51	0.47	?	9.6	6.8	4.2	1.6	-0.7	—

gewöhnliche Mittel aus Aufstieg und Abstieg benutzt werden, infolge anderer mittlerer Zeiten zu hohe Gradienten erhält. Bei Drachenaufstiegen sollte man nur die Aufstiegswerte benutzen. Da die Breedener Morgenaufstiege meist sehr früh fielen, dürften sich die daraus gebildeten Gradientenmittel gut den wahren nähern, vorausgesetzt, daß die tägliche Temperaturwelle ähnlich verläuft wie über Lindenberg.

Um die Temperaturverhältnisse über der Küste mit denen einer kontinentalen Station genauer vergleichen zu können, habe ich die gleichzeitigen Beobachtungen von Lindenberg herangezogen; die Aufstiegszeiten weichen nicht stark voneinander ab. Es konnte nur das Jahr 1916 dazu benutzt werden, da die späteren Aufstiege von Lindenberg noch nicht bearbeitet im Druck vorliegen. In Tab. 13 sind die entsprechenden Mittelwerte aus den beiden Aufstiegen morgens und mittags zusammengestellt.

I. Vergleichung der mittleren Gradienten von Lindenberg und Breedene/Meer.

Die ozeanische Lage von Breedene prägt sich darin aus, daß die mittlere Temperaturabnahme geringer ist als über Lindenberg (0.56 gegen 0.64), allerdings ist diese Differenz nur in der Bodenschicht erheblich. Im Winter hat Lindenberg infolge der kontinentalen Lage und der dadurch bedingten häufigen Inversionen eine wesentlich kleinere Temperaturabnahme (0.35° gegen 0.46°). Dieser Einfluß scheint sich bis 2000 m zu erstrecken. Im Frühling ist über Lindenberg die Strahlung und Konvektion wesentlich größer, und damit auch die Temperaturabnahme der Bodenschicht (0.44° gegen 0.55°). Ebenso bedeutend ist aus der gleichen Ursache die Differenz im Sommer (0.94° gegen 0.74°). Die Differenz erstreckt sich in Höhen bis 2500 m. Am geringsten scheint der Unterschied im Herbst zu sein, wo in Lindenberg die Temperaturabnahme bereits durch stärkere Inversionen verringert wird, und in Breedene der Gradient durch die Nähe der relativ warmen See verstärkt wird, so daß ein Ausgleich der Differenzen zu Stande kommt. Am Boden fielen 1916 die Maxima an beiden Stationen auf April und Juni, die Minima bei Lindenberg auf November, bei Breedene auf Dezember. In größeren Höhen war der jährliche Gang unregelmäßig; hier spielen wohl noch viele Zufälligkeiten mit. Für die ganze Schicht Erde—1000 m waren die Gradienten in den einzelnen Monaten folgende:

Tabelle 14. Mittlerer Temperaturgradient Erde—1000 m.

	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Septbr.	Oktbr.	Novbr.	Dezbr.	Jahr
Lindenberg	0.41	0.40	0.43	0.51	0.68	0.73	0.64	0.62	0.51	0.49	0.35	0.42	0.53
Breedene	0.52	(0.55)?	0.53	0.58	0.57	0.62	0.53	0.50	0.50	0.46	0.44	0.41	0.52

Hieraus gehen die Unterschiede des ozeanischen und kontinentalen Typus gut hervor. Lindenberg hat in der ganzen Schicht eine große jährliche Amplitude, Maximum im Juni (0.73°), Minimum im November (0.35°). Breedene hat eine geringe Amplitude, Maximum ebenfalls im Juni (0.62°), Minimum im Dezember (0.41°). Die Temperaturabnahme ist über Breedene in der kalten Jahreshälfte größer, in der warmen kleiner als über Lindenberg. Die Ursache des Ersteren ist: die Nähe des im Winter relativ warmen Meeres, die vermehrte Depressionstätigkeit und die Seltenheit stabiler Schichtungen; die Ursache des Zweiten: Die geringere Wärmekonvektion, wohl auch der Umstand, daß das Meer in der warmen Jahreszeit relativ kalt ist.

Der Gesamteinfluß der ozeanischen Lage Breedenes wird noch deutlicher durch folgende Zahlen der jährlichen Schwankung der mittleren monatlichen Temperaturgradienten ($\delta t/100$ m):

Die Schwankung ist über Lindenberg wesentlich größer als über Breedene, erst in größeren Höhen oberhalb 1500 m scheint sich der Unterschied auszugleichen.

Tabelle 15.

	Erde—500	500—1000	1000—1500	1500—2000 m
Lindenberg	0.81	0.43	0.39	0.22
Breedene	0.66	0.30	0.25	0.21

Vergleich der Temperaturen über Breedene und Lindenberg. Die charakteristischen Unterschiede des verschiedenen aerologischen Klimas der beiden Stationen prägen sich auch in den Temperaturen selbst aus, wie aus Tab. 16 der Mitteltemperaturen der ganzen Schicht Erde—2000 m zu entnehmen ist.

Im Jahresmittel ist kaum eine Differenz vorhanden. Im Winter war die Schicht bis 2000 m um 1.5° wärmer als Lindenberg, im Sommer 1.2° kälter. Im Frühling ist, wohl infolge der noch kühlen See, die Luft kälter, im Herbst, wohl wegen der nun relativ warmen See, um 1.4° wärmer als über Lindenberg. Abgesehen von kleinen, zufälligen Unregelmäßigkeiten, ist der Verlauf an beiden Stationen ziemlich parallel. Die Zahlen für die jährliche Wärmeschwankung an beiden Stationen sind: (Tab. 17)

Tabelle 16. Mitteltemperaturen (Erde 2000 m).

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Lindenberg	-1.7	3.8	9.8	4.5	4.1
Breedene	-0.2	3.0	8.6	5.9	4.3

Tabelle 17.

	Unten	500	1000	1500	2000 m
Lindenberg	17.0	16.8	13.6	12.8	12.6
Breedene	11.5	13.2	13.4	14.6	13.9

Die jährliche Schwankung ist in Lindenberg am Boden viel größer, als in Breedene, auch in 500 m ist die Differenz noch groß, darüber scheint über Breedene die Schwankung größer zu werden. Der wärmste Monat war am Boden, wie auch in der ganzen Schicht bis 2000 m über Lindenberg der Juli, über Breedene der August, eine Verspätung, die wieder dem Einfluß der See zuzuschreiben sein wird. Der kälteste Monat war an beiden Stationen der Februar, abgesehen von der Bodenschicht.

Es ist noch von Interesse daß die Temperaturdepression im Juni, die in vielen Jahren einzutreten pflegt, sowohl in Breedene, wie über Lindenberg vorhanden ist. Es steht dies in Beziehung zu dem früher erörterten jährlichen Gang der Windrichtung und zeigt, daß die Kälterückfälle eine weitausgedehnte und hochhinaufreichende Erscheinung sind.

Zum Schluß sind die Monatsmittel der Temperatur und der Gradienten für die ganze Reihe von Juli 1915 bis April 1917 mitgeteilt. Eine weitere Diskussion der Mittelwerte kann unterbleiben.

Tabelle 18.

Monatsmittel der Temperatur und der Temperaturgradienten nach Höhenstufen. Breedene/Meer.

		Unten	500 m	1000 m	1500 m	2000 m	2500 m
Juli 1915	n	29	29	28	20	15	4
	$\delta t/100m$	0.84	0.60	0.66	0.71	0.39	0.6
August	n	19	19	17	13	8	2
	$\delta t/100m$	0.87	0.68	0.65	0.45	0.82	-0.3
September	n	34	34	30	19	11	3
	$\delta t/100m$	0.38	0.69	0.55	0.57	0.84	-0.5
Oktober	n	20	20	18	16	12	5
	$\delta t/100m$	0.41	0.52	0.54	0.50	0.44	3.4
November	n	39	39	35	34	17	2
	$\delta t/100m$	0.52	0.34	0.53	0.48	1.04	-10.2
Dezember	n	27	27	22	19	8	2
	$\delta t/100m$	0.43	0.49	0.57	0.31	0.49	-4.7
Januar 1916	n	23	23	21	16	4	—
	$\delta t/100m$	0.54	0.54	0.45	0.54	—	—
Februar	n	28	28	23	12	6	—
	$\delta t/100m$	0.64	0.62	0.65	0.27	—	—
	t°	3.6	0.3	-2.8	-6.0	-7.4	—

		Unten	500 m	1000 m	1500 m	2000 m	2500 m
März	n	47	47	45	30	15	6
	$\delta t/100m$	0.46	0.52	0.63	0.51	0.46	
April	n	46	46	44	37	22	8
	$\delta t/100m$	0.71	0.57	0.53	0.49	0.34	
Mai	n	45	45	42	36	28	14
	$\delta t/100m$	0.48	0.59	0.61	0.60	0.54	
Juni	n	43	43	42	36	32	13
	$\delta t/100m$	0.87	0.56	0.49	0.56	0.56	
Juli	n	45	45	42	37	33	21
	$\delta t/100m$	0.74	0.45	0.51	0.44	0.42	
August	n	49	49	47	46	43	31
	$\delta t/100m$	0.60	0.57	0.43	0.41	0.43	
September	n	55	55	55	53	45	27
	$\delta t/100m$	0.58	0.56	0.47	0.40	0.45	
Oktober	n	45	45	45	32	24	16
	$\delta t/100m$	0.54	0.51	0.40	0.39	0.55	
November	n	45	45	43	33	24	4
	$\delta t/100m$	0.33	0.51	0.47	0.46	0.40	
Dezemb. 1916	n	43	43	36	27	14	2
	$\delta t/100m$	0.21	0.32	0.54	0.58	0.64	
Januar 1917	n	42	42	38	25	15	3
	$\delta t/100m$	0.52	0.40	0.39	0.48	0.50	
Februar	n	39	39	37	29	20	7
	$\delta t/100m$	-0.02	0.25	0.34	0.44	0.47	
März	n	41	41	39	31	19	6
	$\delta t/100m$	0.37	0.41	0.54	0.51	0.48	
April	n	32	32	32	31	28	14
	$\delta t/100m$	0.45	0.64	0.62	0.55	0.42	

Die Häufigkeitsverteilung der Temperaturgradienten.

In seiner Arbeit „Häufigkeitsverteilung der vertikalen Temperaturgradienten“ hat W. Schmidt¹⁾ einen Weg eingeschlagen, interessante Aufschlüsse über das Zustandekommen der mittleren Temperaturgradienten zu erhalten. Er untersuchte die Häufigkeit der Temperaturgradienten an den Ergebnissen der Registrierballonaufstiege zwischen dem Boden und den größten erreichten Höhen. Es ist von In-

¹⁾ Wilhelm Schmidt, Häufigkeitsverteilung des vertikalen Temperaturgradienten. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. VII. Band, S. 51.

teresse, an der Hand der flandrischen Ergebnisse die unteren Schichten in ähnlicher Weise genauer zu untersuchen, zumal da kleinere Höhenstufen zur Verfügung stehen.

Zunächst habe ich, um einen rohen Überblick über die Gradientenhäufigkeit zu erhalten, in Tab. 19 eine Zusammenstellung innerhalb von Gradienten in weiteren Grenzen gegeben:

Tabelle 19.

Prozentische Häufigkeit der vertikalen Temperaturgradienten nach 500 m-Stufen. (Alle Beobachtungen.)

Temperaturgradient	Erde-500					Temperaturgradient	Erde-500				
	500-1000	1000-1500	1500-2000	2000-2500	500-1000		1000-1500	1500-2000	2000-2500		
	Winter						Sommer				
Inversionen u. Isothermien	20.5	15.8	7.3	6.8	10.0	Inversionen u. Isothermien	8.7	5.7	10.5	7.6	5.2
0.02—0.50°	36.5	34.5	36.5	38.4	30.0	0.02—0.50	13.1	26.1	30.9	37.4	42.7
0.52—1.00°	37.0	49.2	54.0	54.8	60.0	0.52—1.00	48.1	63.6	57.2	54.2	51.0
> 1.00	6.0	0.5	2.2	0	0	> 1.00	30.1	4.6	1.4	0.8	1.1
	Frühling						Herbst				
Inversionen u. Isothermien	17.0	4.0	4.9	6.4	8.4	Inversionen u. Isothermien	20.6	7.9	7.1	11.1	5.7
0.02—0.50	25.1	34.1	26.2	35.5	43.7	0.02—0.50	22.8	23.1	33.7	40.2	55.6
0.52—1.00	44.5	59.7	67.1	57.4	47.9	0.52—1.00	43.0	67.6	56.7	48.7	35.8
> 1.00	13.4	2.2	1.8	0.7	0	> 1.00	13.6	1.4	2.5	0	2.9

Die Inversionen und Isothermien. Die bodennahen stabilen Schichtungen sind naturgemäß unter der Wirkung der Ausstrahlung auch an der Küste am häufigsten im Herbst und Winter; besonders der Herbst begünstigt an der Küste durch schwache Luftbewegung die Bildung stabiler Bodenschichten mehr als der Winter, der meist stürmisch ist und die Gradienten durch mechanische Durchmischung vergrößert. Mit der Höhe nehmen die Inversionen rasch ab, doch scheinen sekundäre, schwache Maxima vorhanden zu sein, im Winter bei 2000—2500 m (Inversionen des St-cu-Niveaus), im Sommer bei 1000—1500 m (Cumulus-Niveau), im Herbst bei 1500—2000 m (st-cu- und Cu-Inversionen).

Die kleinen Gradienten (0.02°—0.50°) haben in der Bodenschicht ein ausgeprägtes Maximum im Winter (größtenteils Strahlungseffekt), ein Minimum im Sommer. Im Frühling, Sommer und Herbst werden in größerer Höhe diese Gradienten ausgesprochen häufiger.

Die großen Gradienten (0.52°—1.00°) haben ihre Hauptmaxima nicht am Boden, sondern in der Schicht 500—1000 m oder 1000—1500 m, da am Boden infolge der Zusammenfassung der Morgen- und Mittags-Aufstiege die kleineren Gradienten der Morgenaufstiege die Häufigkeitswerte hier herabdrücken.

Das Maximum liegt im Frühling bei 1000—1500 m, im Sommer und Herbst bei 500—1000 m. In diesen Schichten ist in der wärmeren Jahreszeit der Einfluß der thermischen Konvektion am größten. Oberhalb nimmt die Häufigkeit der großen Gradienten wieder ab, es kommen die kleineren Gradienten mehr und mehr zur Geltung.

Die überadiabatischen Gradienten beschränken sich im wesentlichen auf die Bodenschicht, ein Beweis dafür, daß sie in der Hauptsache der Konvektion und Überhitzung des Bodens zuzuschreiben sind. Daher liegt auch ihr Maximum sehr ausgesprochen auf dem Sommer. Hier sind 30% aller Gradienten überadiabatisch, ein sehr hoher Prozentsatz für die Küste. Berücksichtigt man, daß ein Teil dieser Gradienten noch durch Zufälligkeiten und Fehler zustande kommt, so kann man wohl sagen, daß oberhalb der Bodenschicht überadiabatische Gradienten sehr selten vorkommen.

Zu einer genaueren Untersuchung der Gradientenhäufigkeit ist es nötig, eine größere Zahl von Gruppen von Gradienten zu bilden. In Tab. 20 sind 14 Gruppen gebildet; die angegebenen Gradienten sind Mittelwerte der einzelnen Gruppen. Bemerkte sei noch, daß Morgen- und Mittagsaufstiege zusammen benutzt sind; da beide an Zahl ungefähr gleich vertreten sind, spiegeln die Häufigkeitszahlen

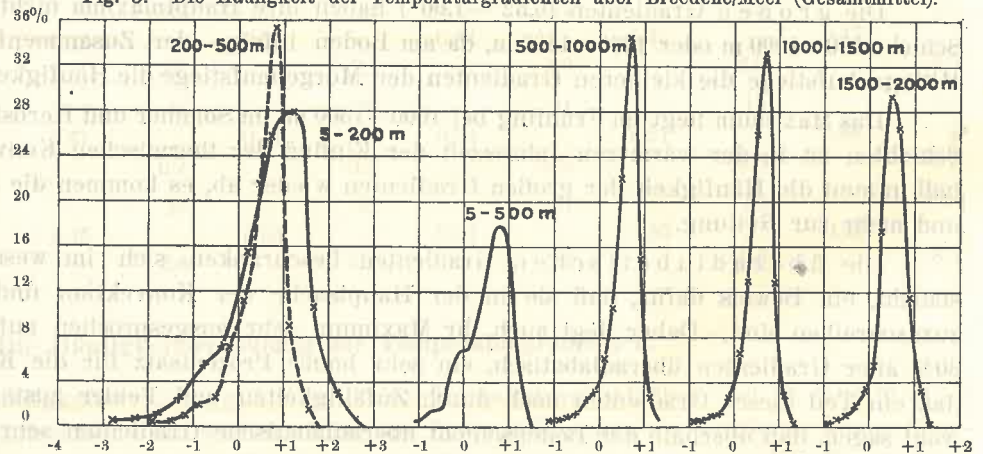
ungefähr die mittleren täglichen Verhältnisse wieder. Die ersten 4 Vertikalspalten geben das Gesamt-
mittel aller Aufstiege von Juli 1915 bis April 1917.

Tabelle 20.
Prozentische Häufigkeit der Temperaturgradienten.

$\delta t / 100 \text{ m}$	Mittel (Juli 1915—April 1917).				Sommerhalbjahr.				Winterhalbjahr			
	5/500	500/1000	1000/1500	1500/2000	5/500	500/1000	1000/1500	1500/2000	5/500	500/1000	1000/1500	1500/2000
-1.1	0.7	0.5	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.7	1.0	0.0	0.0
-0.9	1.0	0.4	0.2	0.2	1.0	0.3	0.0	0.4	0.7	0.5	0.3	0.0
-0.7	1.6	1.0	0.6	0.7	1.0	0.8	0.9	0.4	2.1	1.2	0.3	1.1
-0.5	1.6	1.0	1.1	0.9	1.3	0.3	0.3	1.5	1.9	1.8	1.9	0.0
-0.3	5.0	2.7	1.1	1.8	3.8	1.8	0.6	2.4	3.8	2.0	1.6	1.1
-0.1	6.8	3.0	2.7	3.6	4.6	1.6	3.1	3.0	8.7	4.3	2.4	4.3
+0.1	7.0	6.2	6.8	5.4	3.6	5.8	5.8	6.1	10.1	6.6	7.7	4.3
+0.3	10.4	10.5	12.9	17.2	6.9	9.2	13.8	14.9	13.6	11.9	11.9	20.6
+0.5	12.0	22.2	25.9	29.4	11.8	19.8	27.1	29.8	14.1	25.0	24.8	28.7
+0.7	17.8	34.6	33.2	26.5	15.4	39.7	29.5	24.4	20.0	30.2	37.0	28.9
+0.9	17.8	14.9	12.7	11.4	21.1	15.6	15.7	13.7	15.1	14.5	9.6	7.8
+1.1	13.6	2.6	2.6	2.9	19.5	4.3	3.1	3.4	8.2	1.0	2.2	2.2
+1.3	4.5	0.4	0.2	0.0	8.5	0.8	0.1	0.0	1.0	0.0	0.3	0.0
+1.5	0.2	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mittlerer Gradient	0.52	0.51	0.51	0.48	0.65	0.58	0.53	0.51	0.40	0.44	0.49	0.46
Mitteltemperatur	7.4	4.7	2.0	-0.3	11.6	8.6	5.7	3.0	3.8	1.6	-0.8	-3.1
Kondensations-Adiabate . .	0.56	0.59	0.60	0.59	0.52	0.54	0.57	0.56	0.60	0.61	0.61	0.64
Gradient-Scheitelwert . . .	0.8	0.7	0.7	0.5	0.9	0.7	0.7	0.5	0.7	0.7	0.7	0.7

In der Bodenschicht (5—500 m) liegt der Scheitelwert bei ca. 0.8° mit 17.8 %, also wenig unterhalb des adiabatischen. Die Häufigkeitskurve (Fig. 5) ist unsymmetrisch, indem die kleineren und negativen Gradienten häufiger sind, als die Gradienten oberhalb des Scheitelwertes. Der Einfluß der Bodeninversionen auf die Bildung der mittleren Gradienten wird dadurch ersichtlich. Der mittlere Gradient mit 0.52° bleibt wesentlich hinter dem Scheitelwert zurück. Die überadiabatischen Gradienten sind noch mit 18.3 % vertreten, aber mit wachsenden Gradienten nähert sich bei $\delta t / 100 \text{ m} = 1.5^\circ$ die Kurve Null. Die Kondensationsadiabate, die hier auf die mittlere Temperatur der Bodenschicht von 7.4° bezogen ist, liegt ebenfalls unter dem Scheitelwert und noch über dem mittleren Gradienten.

Fig. 5. Die Häufigkeit der Temperaturgradienten über Breedene/Meer (Gesamtmittel).



Die II. Schicht (500—1000 m) hat eine wesentlich andere Verteilungskurve. Mit dem Zurücktreten der Inversionen wird die Streuung viel geringer; ca. 57 % aller Gradienten entfallen auf die mittleren Größen von 0.5° — 0.7° ; der Scheitelwert liegt bei 0.7° . Von da ab fällt mit wachsendem Gradienten die

Kurve sehr steil ab, ungefähr nach 0 bei dem adiabatischen Gradienten; überadiabatische Abnahme kommt kaum vor. Auch in dieser Schicht liegt der Scheitelwert erheblich über dem mittleren Gradienten.

Die III. Schicht ist fast identisch mit der II. Der Scheitelwert liegt mit ungefähr gleichem Prozentsatz auch bei 0.7°. Überadiabatische Gradienten sind kaum vorhanden, auch Inversionen relativ selten (6%).

Die IV. Schicht (1500—2000 m) zeigt wieder einige Abweichungen, indem die Streuung für mittlere Gradienten wieder häufiger zu werden scheint. Der Scheitelwert beträgt nur 0.5° und fällt annähernd mit dem mittleren Gradienten zusammen. Man kann daraus schließen, daß in dieser Schicht Kondensationsvorgänge eine größere Rolle spielen und trockenadiabatische Vorgänge mehr zurücktreten.

Im Sommer- und Winterhalbjahr ergeben sich in großen Zügen ähnliche Verteilungskurven, aber mit einigen durch die Jahreszeit verursachten charakteristischen Unterschieden:

Im Sommerhalbjahr fällt in der Bodenschicht, infolge der stärkeren Einstrahlung und Konvektion, der Scheitelwert auf rein trockenadiabatische Vorgänge (0.9° bis 1.1°). Auch überadiabatische Gradienten bis $dt/100 = 1.3^\circ$ sind relativ häufig (8.5%). Der Scheitelwert liegt wieder erheblich über dem mittleren Gradienten und der Kondensationsadiabate. Die II. Schicht hat wieder viel geringere Streuung; fast 40% entfallen auf den Gradienten um 0.7°, die adiabatischen Gradienten und Inversionen werden seltener, die mittleren Gradienten häufiger.

Die III. Schicht hat wieder größere Streuung. Der Scheitelwert liegt noch bei 0.7, aber kleinere Gradienten von ca. 0.5 sind fast ebenso häufig. In der IV. Schicht fällt der Scheitelwert noch entschiedener auf die kleineren Gradienten (0.5° mit 30%). Scheitelwert und mittlerer Gradient fallen fast zusammen.

Im Winterhalbjahr bewirkt die Ausstrahlung ein starkes Zurücktreten adiabatischer Gradienten in der Bodenschicht. Der Scheitelwert fällt auf 0.7°. Die kleineren Gradienten von 0.1° bis 0.3° sind wesentlich häufiger. Der Scheitelwert liegt wiederum erheblich über dem mittleren Wert. In der II. Schicht (500—1000 m) ist die Streuung noch geringer, der Scheitelwert fällt noch entschiedener auf die mittleren Gradienten von 0.5°—0.7°. Adiabatische Gradienten kommen kaum vor. Der Scheitelwert liegt über dem mittleren Gradienten. In der III. Schicht ist die Streuung noch geringer. 37% entfallen auf die Größe 0.7°. In der oberen Schicht wird die Streuung wieder größer zugunsten der kleinen Gradienten von 0.3°—0.5°.

Als gemeinsamer Zug dieser Kurven ist hervorzuheben, daß die Streuung sowohl im Sommer wie im Winter vom Boden bis zu einer mittleren Schicht abnimmt, darüber wieder zunimmt. Diese Schicht liegt im Sommer bei 500 bis 1000 m, im Winter bei 1000 bis 1500 m.

Bei der Untersuchung der Häufigkeitsverteilung morgens und mittags habe ich mich auf die Bodenschicht beschränkt, da die Differenz in größerer Höhe nicht groß sein wird, und diese Frage besser an einem umfangreicheren Material, z. B. dem von Lindenberg, untersucht würde.

Tabelle 21. Häufigkeit der Temperaturgradienten in der Bodenschicht.
morgens und mittags. (5—500 m).

$\delta t/100m$	-1.5	-1.3	-1.1	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	-0.1	0.1	0.3	0.5	0.7	0.9	1.1	1.3	1.5	
Häufigkeit	1.1	0.4	1.3	1.5	2.6	2.6	5.2	8.8	8.8	12.4	14.4	18.1	15.5	6.7	0.6	0	morgens
in %	0.3	0.0	0.0	0.6	0.6	0.3	2.0	3.9	5.0	6.7	11.4	17.7	20.5	21.6	9.1	0.6	mittags

Die beiden, die Gradienten bestimmenden Faktoren, sind Ausstrahlung und Einstrahlung. Erstere spielt naturgemäß morgens eine große Rolle, sodaß die Streuung über die Inversionen und kleinen Gradienten groß ist; doch ist bemerkenswert, daß der Scheitelwert einen hohen Wert hat (0.7°). Mittags dominiert natürlich vollkommen die thermische Konvektion. Der Scheitelwert liegt daher ziemlich genau bei der Adiabaten. In beiden Kurven ist noch der rasche Abfall oberhalb des Scheitelwertes beachtenswert.

Schließlich habe ich noch die Bodenschicht in 2 Schichten, Erde—200 und 200—500 m, untersucht; das Ergebnis (in Tab. 22) ist recht interessant: In der dem Boden unmittelbar aufliegenden dünnen Schicht bis 200 m scheint der Scheitelwert sogar oberhalb der Trockenadiabate zu liegen. Es kommen sogar noch über 17 % Gradienten von der Größe 1.7° vor; auch im Winter liegt der Scheitelwert sehr hoch (0.7°). Dagegen hat die zweite Schicht (200—500 m) im Sommer einen viel kleineren Scheitelwert (entschieden bei 0.8°). In dieser Schicht spielen bereits trockenadiabatische Vorgänge keine große Rolle mehr. Im Winter ist der Unterschied gegen die erste Schicht nicht so bedeutend.

Tabelle 22.

		$\delta t/100\text{ m}$	-2.7°	-2.3°	-1.8°	-1.3°	-0.8°	-0.3°	+0.2°	+0.7°	+1.2°	+1.7°	+2.2°	+2.7°	Mittl. Gradient
5/200 m	Sommer	0.2	0.9	1.1	2.4	2.9	4.7	9.6	23.2	31.2	17.4	6.0	0.4	0.85	
	Winter	0.8	0.8	1.4	2.2	7.3	8.5	20.0	31.2	22.8	4.5	0.5	0.0	0.47	
		$\delta t/100\text{ m}$	-1.9°	-1.5°	-1.2°	-0.9°	-0.5°	-0.2°	+0.2°	+0.5°	+0.8°	+1.1°	+1.4°		
200/500 m	Sommer	0	0	0	0.1	1.2	5.8	9.8	28.7	40.4	11.4	2.1		0.63	
	Winter	0.6	1.0	1.8	2.9	3.4	8.5	12.3	31.4	31.1	6.4	0.6		0.42	

Von weiterem Interesse ist die Häufigkeit der Gradienten bei den von Land und See wehenden Winden, um festzustellen, wie die früher mitgeteilten mittleren Gradienten zu Stande kommen. (Tab. 23).

Im Winter ist unter der Wirkung der Inversionen die Streuung sehr groß; Inversionen und kleine Gradienten sind sehr häufig. (Zwischen 0.1 und 0.7°.)

Die Streuung bei den Seewinden ist viel geringer; der häufigste Wert fällt entschieden auf 0.7°, über die Hälfte aller Gradienten gehört der Gruppe 0.7—0.9° an. Im Sommer ist die Verteilung bei den Landwinden ähnlich, der Scheitelwert fällt bei letzteren fast mit der Trockenadiabate zusammen. Eigentümlicherweise sind überadiabatische Gradienten bei den Winden von See weit häufiger als bei den Landwinden, was darauf hinweist, daß Erwärmung des Bodens nicht allein die Ursache hierfür sein kann.

Tabelle 23. Prozentische Häufigkeit der Temperaturgradienten bei Winden von See und von Land.

		$\delta t/100\text{ m}$	-1.1	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	-0.1	0.1	0.3	0.5	0.7	0.9	1.1	1.3	1.5
Winter	NE z E—SW	1	2	4	2	7	7	16	15	14	18	7	5	1	1	
	SW z W—NE	0	0	0	0	1	5	7	10	12	31	23	11	0	0	
Sommer	NE z E—SW	4	3	2	4	4	7	4	13	10	16	18	13	2	0	
	SW z W—NE	0	0	0	0	2	1	2	3	12	16	26	25	12	1	

Das Zustandekommen der vertikalen Temperaturgradienten im unteren Teil der Troposphäre.

Für die Bildung der Temperaturgradienten kommen verschiedene Faktoren in Betracht, die sich teilweise überdecken und deren Einfluß quantitativ schwer abzuschätzen ist. Betrachtet man die Gradienten der Morgen- und Mittagsaufstiege getrennt, wie dies für die Bodenschicht geschah, so tritt deutlich hervor, daß zur Zeit des täglichen Temperaturminimums, der Hauptfaktor die nächtliche Ausstrahlung und stabile Schichtung ist, die sowohl Inversionen und Isothermien bildet, also auch allgemein die Gradienten verringert, da man ja die ganze Schicht zwischen der Erde und 200 resp. 500 m untersucht. Am Mittag dagegen überwiegt die reine thermische Konvektion, aber sie beschränkt sich, wie gezeigt wurde, auf die unterste Schicht bis 200 m, darüber werden auch Mischungsvorgänge eine Rolle spielen. Es ist ersichtlich, daß, wenn die Konvektion bis etwa 200 m im Mittel reicht, und bis zu dieser Höhe die Zustände der Trockenadiabate im wesentlichen folgen, darüber der Gradient relativ geringer werden muß, wenn die Luftmassen über 200 m nicht an der Konvektion teilnehmen. Nun muß man annehmen, daß über der Küste die mechanische Konvektion keine kleinere Rolle spielt als die thermische. Die Tatsache, daß die Schicht der Hauptwindzunahme mit der Schicht größter Häufigkeit adiabatischer Gradienten zusammenfällt, sowie die gezeigte Abhängigkeit des Gradienten von der Windrichtung und das eigentümliche Verhalten der Seewinde sprechen für einen großen Einfluß der mechanischen Konvektion.

In einzelnen Fällen ist dieser sehr auffällig, z. B. wenn in Bodennähe bei winterlichen Kälteinversionen stärkerer Wind weht, wodurch die Inversion in den den Boden unmittelbar berührenden Schichten zerstört wird und erst in größerer Höhe beginnt. Thermische Konvektion ist hier ausgeschlossen.

Kondensationsvorgänge können in Bodennähe keine große Rolle spielen, abgesehen von gelegentlichen Nebeln und tief liegendem Stratus und Nimbus. Die Schicht bis 200 resp. 500 m ist meist wolkenfrei. In diesem Raume spielt sich an der Küste die mechanische Konvektion im wesentlichen ab.

Oberhalb 500 m, wo über Breedene die st- und ni.-Schichten beginnen, spielen die Kondensationsvorgänge eine größere Rolle. Sie verringern den Gradienten und verursachen die große Häufigkeit mittlerer Gradientgrößen, doch bleibt der Scheitelwert immer noch oberhalb der Kondensationsadiabate. Trockenadiabatische Vorgänge treten zurück, ebenso die Inversionen. Erst oberhalb 1500 m nimmt die Streuung wieder zu, wohl hervorgerufen durch die häufigen Inversionen des st-cu-Niveaus.

Es ist interessant, diesen Ergebnissen einmal diejenigen gegenüberzustellen, die Huber bei der Bearbeitung der Temperaturgradienten Partenkirchen-Zugspitze gefunden hat¹⁾, obwohl es sich um sehr verschiedene Klimagebiete handelt. Huber findet, daß die größere Streuung in den Bodenschichten durch die größere Häufigkeit der Inversionen bedingt ist, aber er findet auch, daß in der wärmeren Jahreshälfte die Streuung größer um 2p als um 7a ist, und schließt, daß sowohl häufige Inversionen, als auch häufige Konvektionsströme die Streuung vergrößern. Er findet folgende Häufigkeitswerte für die Gradienten Partenkirchen-Zugspitze:

	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
$\delta t/100$ m	0.5 und 0.4°	0.6 und 0.5	0.6 und 0.5°	0.6 und 0.5°	0.6 und 0.5°
Maximum (‰)	17.2	28.3	38.7	24.4	26.9

Der Scheitelwert liegt im Allgemeinen im Intervall 0.51° und 0.60°. Die Ergebnisse von der flandrischen Küste weichen davon zum Teil stark ab, doch ist eine Vergleichbarkeit kaum möglich, da es sich um Höhenschichten ungleicher Höhendifferenz handelt. Benutzt man sehr große Höhenstufen, so fallen die extremen Gradienten nach der negativen und positiven Seite im Wesentlichen heraus.

W. Schmidt findet in einer Bearbeitung der Häufigkeitsverteilung der Gradienten für die unteren Schichten bis 2000 m, daß das Wechselspiel der trocken- und kondensationsadiabatischen Vorgänge allein die Zustände in der freien Atmosphäre nicht erklären kann; er denkt vor allem an den Einfluß der mit horizontalen Luftversetzungen verbundenen Schrumpfungs- und Streckungsvorgänge.

Mit den Breedener Ergebnissen stimmt überein, daß in den unteren Schichten bis 3 km trocken- und kondensations-adiabatische Vorgänge nebeneinander wirken. Schmidt findet den adiabatischen Scheitelwert in 0.5 km Höhe bei 0.663°, der darüber nur langsam abnimmt. Ferner findet er, daß in 1.8 km eine hervorspringende Grenze besteht, die als oberer Bereich stärkerer jahreszeitlicher Änderungen und des häufigeren Vorkommens von Inversionen auftritt. In Einzelheiten ist die Übereinstimmung mit Breedene aber schlecht; im ozeanischen Klima folgen die Gradienten offenbar anderen Verteilungsgesetzen als über dem Kontinent.

Es muß hier auch darauf aufmerksam gemacht werden, daß diese Methode der Untersuchung der Gradientenhäufigkeit nach großen Höhenstufen allzu schematisch ist und den natürlichen Verhältnissen nicht Rechnung trägt. Man müßte die natürlichen Schichten dazu heranziehen; es bereitet dies allerdings Schwierigkeiten, da von vornherein nicht leicht festzustellen ist, was als natürliche Schicht im thermodynamischen Sinne anzusprechen ist. In einigen Fällen aber ist es leichter zu entscheiden, z. B. bei bewölktem Himmel, wo man die Schicht unterhalb der Wolkendecke, die Wolkenschicht selber und die oberhalb der Wolken gesondert untersuchen müßte. Daß man auf diese Weise zu besonderen Ergebnissen gelangt, habe ich bereits früher gezeigt. Der mittlere Temperaturgradient ergab sich als besonders groß unterhalb von Wolkenschichten, aber auch unterhalb und oberhalb von Inversionsschichten,

¹⁾ Anton Huber, Die Änderung der Temperatur mit der Höhe im bayerischen Alpengebiete. Deutsches Met. Jahrb. für Bayern. 1907.

in beiden Fällen als fast adiabatisch, worauf ich auf ausgesprochene Vertikalbewegungen schloß. In ähnlicher Weise müßte die Häufigkeitsverteilung der Gradienten bei aerologisch gleichen oder ähnlichen Zuständen und Wetterlagen untersucht werden. Das Material von der flandrischen Küste reicht dazu aber nicht aus.

Die überadiabatischen Gradienten. Die Realität der überadiabatischen Gradienten scheint nunmehr nach den Arbeiten von Wiese, Schmidt, Exner u. a., schließlich auch der hier vorliegenden, nicht mehr zweifelhaft zu sein. An fast allen Stationen hat sich der mittlere Gradient um die Mittagszeit als überadiabatisch herausgestellt (Lindenberg, Hamburg, Breedene, Szentandras, Ruda u. a.). Auch die Temperaturmessungen vom Eiffelturm ergaben um Mittag einen Gradienten, der ganz erheblich über dem adiabatischen liegt. Die Realität dieser großen Gradienten ist mir niemals zweifelhaft gewesen. Bereits im Jahre 1911 hatte ich gelegentlich einer Verarbeitung der Temperaturgradienten in Zyklonen und Antizyklonen eine Zusammenstellung der Fälle mit überadiabatischen Gradienten gemacht. Da mir aber von anderer Seite theoretische Bedenken gegen die Realität dieser Gradienten geltend gemacht wurden, habe ich die Bearbeitung liegen lassen.

Völlig einwandfrei ist allerdings die Feststellung dieser Gradienten noch nicht. Man muß vor allem darauf hinweisen, daß bei einer nicht sorgfältigen Handhabung der Anfangseinstellung die Bodentemperatur viel zu hoch erscheinen kann. Wenn der Drachenmeteorograph ungenügend ventiliert ist bei der Anfangsstellung (mindestens 4—6 ms), kommen Strahlungsfehler zu Stande. Ich habe den Eindruck, daß diese Fehlerquelle z. B. bei einigen der Kriegsdrachenstationen eine Rolle spielt; ich zweifle, daß immer eine hinreichende Ventilationsvorrichtung zur Verfügung stand. Wo dies nicht der Fall war, sind die Ausgangsmessungen nicht einwandfrei und können leicht überadiabatische Gradienten vortäuschen. Den Apparat durch Schleudern auf die Lufttemperatur einzustellen, ist auch bedenklich.

Ferner ist es nicht gleichgültig, in welcher Höhe über dem Boden die Anfangseinstellung gemacht ist, zum mindesten werden die Werte unvergleichbar. Einige Drachenstationen haben sogar in direkter Bodennähe die Einstellung gemacht. Es ist ein großer Unterschied, ob in wenigen cm Höhe über dem Boden, oder etwa in 1.5 m Höhe ausgegangen wird. Man sollte in der Aerologie gewissenhafter und methodischer vorgehen, und sich auf eine bestimmte Höhe über dem Boden einigen.

Einwandfrei läßt sich die Frage der überadiabatischen Bodengradienten nur dadurch lösen, daß genau gleichzeitige Messungen in verschiedenen Höhen an einem Funkenturm oder auch bei Drachenaufstiegen ausgeführt werden. In der seitherigen Technik der Temperaturmessung mit Drachen ist diese Bedingung überhaupt niemals erfüllt gewesen. An Stelle der dazu ungeeigneten Meteorographen müßten hochempfindliche Widerstandsthermometer oder Thermoelemente benutzt werden.

Die Temperaturverhältnisse über St. Michel bei Brügge.

Die Beobachtungen der Drachenstation bei Brügge, das 15 km landeinwärts gelegen ist, müssen gesondert betrachtet werden, da die Temperaturverhältnisse von denen der Küste erheblich abweichen. Die kontinentalere Lage bedingt einerseits im Sommer und am Tage eine stärkere Konvektion in den Bodenschichten, andererseits machen sich die Ausstrahlung und damit die Inversionen im Winter und in der Nacht bereits stärker geltend. Man wird sehen, daß sich die Differenzen der Temperaturverhältnisse zwischen Küste und Inland im wesentlichen darauf zurückführen lassen. Da von St. Michel nur die kürzere Beobachtungsreihe von Oktober 1917 bis September 1918 vorhanden ist, kann auf eine genauere Diskussion verzichtet werden.

Die Temperaturgradienten der Bodenschicht. Tab. 24 und 25 enthalten die mittleren Temperaturgradienten und Temperaturen am Morgen für die Mittel der Jahreszeiten und des Jahres. Man sieht, daß im Herbst und Winter in der I. Schicht (12—200 m) fast Isothermie herrscht, wie es die Regel ist für kontinentale Stationen. Die Isothermie reicht im Winter höher als über Breedene (bis 500 m). Die Festlandlage spricht sich besonders darin aus, daß die II. Schicht (200—500 m) eine viel ge-

Tabelle 24. Temperaturen und Temperaturgradienten morgens. (St. Michel.)

		Unten	200 m	500 m	1000 m	1500 m	2000 m	2500 m
Frühling	n	40	40	40	40	36	32	23
	$\delta t/100$ m	0.24	0.19	0.42	0.48	0.60	0.48	
	t°	6.5	5.9	5.3	3.2	0.81	-2.2	-4.6
Sommer	n	51	51	51	51	47	44	30
	$\delta t/100$ m	0.63	0.53	0.54	0.59	0.40	0.47	
	t°	14.0	12.8	11.2	8.5	5.6	3.6	1.2
Herbst	n	44	44	44	41	37	29	14
	$\delta t/100$ m	-0.09	0.37	0.55	0.55	0.52	0.47	
	t°	9.0	9.2	8.0	5.3	2.6	-0.1	2.4
Winter	n	49	49	48	43	37	25	9
	$\delta t/100$ m	0.11	0.08	0.43	0.44	0.45	0.56	
	t°	3.9	3.7	3.5	1.3	-0.9	-3.2	-5.9
Jahr	$\delta t/100$ m	0.22	0.29	0.48	0.51	0.49	0.49	
	t°	8.4	7.9	7.0	4.6	2.0	-0.5	-1.7

Tabelle 25. Temperaturen und Temperaturgradienten mittags. (St. Michel.)

		Unten	200 m	500 m	1000 m	1500 m	2000 m	2500 m
Frühling	n	41	41	41	40	33	28	19
	$\delta t/100$ m	1.18	0.71	0.45	0.45	0.48	0.56	
	t°	10.3	8.1	5.9	3.7	1.4	-1.0	-3.8
Sommer	n	47	47	47	46	44	36	21
	$\delta t/100$ m	1.69	0.99	0.74	0.61	0.52	0.46	
	t°	17.6	14.4	13.5	9.8	6.7	4.1	1.8
Herbst	n	48	48	48	45	39	32	11
	$\delta t/100$ m	1.03	0.81	0.67	0.43	0.44	0.49	
	t°	13.2	11.3	8.8	5.5	3.3	1.1	-1.4
Winter	n	43	43	43	42	30	21	10
	$\delta t/100$ m	0.68	0.38	0.38	0.51	0.51	0.49	
	t°	4.9	3.6	2.5	0.6	-2.0	-4.5	-7.0
Jahr	$\delta t/100$ m	1.14	0.72	0.56	0.50	0.49	0.50	
	t°	11.5	9.4	7.7	4.9	2.4	-0.1	-2.6

ringere Temperaturabnahme am Morgen hat, als Breedene, woraus zu schließen ist, daß die nächtliche Abkühlung höher hinaufreicht. Erst oberhalb 500 m nähern sich die Gradienten denen von Breedene.

Andererseits weisen die Nachmittagsgradienten auf wesentlich stärkere Konvektion als über Breedene. Das Jahresmittel des Gradienten ist zwar in der untersten Schicht (12—200 m) nicht viel höher als über Breedene (Einfluß der größeren mechanischen Konvektion an der Küste), aber in der II. Schicht ist der Gradient größer (0.72° gegen 0.62°). Besonders zeigt dies das Sommermittel für diese Schicht mit einem Gradienten von 0.99° ; hier ist also auch noch in dieser Höhe die Abnahme adiabatisch. Die rein trocken-adiabatische Konvektion wird also über Brügge in den Sommermonaten im Mittel bis mindestens 50 m reichen, wenn man den adiabatischen Gradienten als Kriterium dafür gelten lassen will. In einzelnen Monaten kommen um Mittag bereits sehr hohe Gradientenmittel in der Bodenschicht zustande, so waren die ganzen Monatsmittel von Februar bis September 1918 überadiabatisch. Im Juli und August 1918 war der Gradient sogar in der II. Schicht (200—500 m) noch überadiabatisch.

Man kann also das Resultat kurz dahin zusammenfassen, daß die mehr kontinentale Lage 15 km von der Küste sich bereits gut in einem größeren Einfluß der Ausstrahlung im Winter und nachts und der Einstrahlung (Konvektion) im Sommer und tags ausprägt. Dies wird natürlich nur für die Schicht Erde — 500 m gelten.

In Tab. 26 sind die Gradienten von St. Michel und Lindenberg gegenübergestellt, wobei allerdings eine gewisse Unsicherheit darin liegt, daß es sich um keine gleichzeitigen Beobachtungsreihen handelt. (Die Lindenerger Beobachtungen von 1917—1918 sind noch nicht veröffentlicht.)¹⁾

Tabelle 26. Temperaturgradienten über St. Michel und Lindenberg.

	Erde —500 m		500—1000 m		1000—1500 m		1500—2000 m		
	Li.	St. M.	Li.	St. M.	Li.	St. M.	Li.	St. M.	
morgens									
Frühling (7a)	0.11	0.25	0.46	0.42	0.52	0.48	0.46	0.60	
Sommer (6a)	0.23	0.57	0.58	0.54	0.64	0.59	0.50	0.40	
Herbst (7a)	-0.20	0.20	0.50	0.55	0.56	0.55	0.44	0.52	
Winter (8a)	0.13	0.10	0.20	0.43	0.38	0.44	0.27	0.45	
Jahr (7a)	0.10	0.28	0.50	0.48	0.55	0.51	0.52	0.49	
mittags									
Frühling (1p)	1.10	0.90	0.78	0.45	0.62	0.45	0.61	0.48	
Sommer (12 m)	1.18	0.84	0.81	0.74	0.51	0.61	0.66	0.52	
Herbst (1p)	0.98	0.90	0.65	0.67	0.57	0.43	0.46	0.44	
Winter (1p)	0.30	0.49	0.28	0.38	0.49	0.51	0.24	0.51	
Jahr (1p)	0.87	0.78	0.62	0.56	0.62	0.50	0.52	0.49	

Man sieht, daß morgens in Frühling, Sommer und Herbst die Bodenschicht des mehr ozeanischen St. Michel eine ca. doppelt so große Abnahme hat als über Lindenberg, da die Bildung stabiler Schichten infolge der nächtlichen Ausstrahlung bei Lindenberg eine größere Rolle spielt, als über Belgien, wo die Luftbewegung stärker ist und Westwinde dominierender sind. Um Mittag sind die Differenzen entgegengesetzte. Lindenberg hat im Frühling, Sommer, Herbst und im Jahresmittel größere Gradienten.

Der Vollständigkeit halber seien noch die Monatsmittel der Temperaturgradienten und Temperaturen der ganzen Beobachtungsreihe von Oktober 1917 bis September 1918 mitgeteilt, ohne sie näher zu diskutieren:

Tabelle 27. Monatsmittel der Temperaturgradienten zu St. Michel bei Brügge.

		morgens								
		12 m	200 m	500 m	1000 m	1500 m	2000 m			
Oktober 1917	n	12	12	12	11	10	9			
	$\delta t/100$ m	-0.26	0.40	0.68	0.68	0.44	-2.4			
November	n	14	14	14	14	11	8			
	$\delta t/100$ m	0.05	0.39	0.48	0.38	0.56	-1.1			
Dezember	n	17	17	17	17	16	7			
	$\delta t/100$ m	0.13	0.21	0.33	0.34	0.37	-4.9			
Januar 1918	n	18	18	18	16	12	10			
	$\delta t/100$ m	0.03	0.06	0.43	0.45	0.52	-2.6			
Februar	n	14	14	13	10	9	8			
	$\delta t/100$ m	0.18	-0.07	0.61	0.60	0.43	-1.9			
März	n	15	15	15	15	14	12			
	$\delta t/100$ m	0.28	0.24	0.54	0.51	0.61	-6.3			
April	n	16	16	16	16	13	12			
	$\delta t/100$ m	0.38	0.23	0.29	0.39	0.57	-0.8			

¹⁾ Anm. Zur Zeit der Fertigstellung dieser Arbeit.

Dr. W. Peppler: Die Beobachtungen der Marinedrachenstationen Breedene/Meer und St. Michel 1915—1918.

		12 m	200 m	500 m	1000 m	1500 m	2000 m
Mai	n	9	9	9	9	9	8
	$\delta t/100$ m	0.40	0.04	0.46	0.56	0.64	
Juni	n	15	15	15	15	15	15
	$\delta t/100$ m	0.70	0.63	0.59	0.69	0.35	
Juli	n	16	16	16	16	15	13
	$\delta t/100$ m	0.55	0.57	0.62	0.53	0.45	
August	n	20	20	20	20	17	16
	$\delta t/100$ m	0.63	0.42	0.44	0.56	0.41	
September	n	18	18	18	16	16	12
	$\delta t/100$ m	-0.07	0.35	0.52	0.60	0.56	
Oktober 1917	n	12	12	12	12	10	9
	$\delta t/100$ m	1.14	0.91	0.71	0.59	0.40	
November	n	17	17	17	16	14	11
	$\delta t/100$ m	0.75	0.71	0.63	0.19	0.42	
Dezember	n	15	15	15	15	11	6
	$\delta t/100$ m	0.82	0.44	0.15	0.26	0.56	
Januar 1918	n	18	18	18	18	12	9
	$\delta t/100$ m	0.31	0.32	0.48	0.65	0.53	
Februar	n	10	10	10	9	7	6
	$\delta t/100$ m	1.14	0.42	0.63	0.67	0.43	
März	n	16	16	16	16	14	12
	$\delta t/100$ m	1.18	0.85	0.57	0.43	0.47	
April	n	14	14	14	13	11	10
	$\delta t/100$ m	1.12	0.52	0.27	0.38	0.47	
Mai	n	11	11	11	11	8	6
	$\delta t/100$ m	1.28	0.77	0.51	0.60	0.51	
Juni	n	16	16	16	15	14	11
	$\delta t/100$ m	1.57	0.81	0.78	0.66	0.48	
Juli	n	14	14	14	14	14	12
	$\delta t/100$ m	2.05	1.03	0.70	0.57	0.51	
August	n	17	17	17	17	16	13
	$\delta t/100$ m	1.51	1.12	0.78	0.60	0.56	
September	n	19	19	19	17	15	12
	$\delta t/100$ m	1.21	0.84	0.69	0.55	0.48	
		17.0	14.7	12.2	8.8	5.9	3.5

mittags

Tabelle 28. Temperaturänderungen von morgens bis mittags über St. Michel und Lindenberg.

	Unten		500 m		1000 m		1500 m		2000 m	
	Li.	St. M.	Li.	St. M.	Li.	St. M.	Li.	St. M.	Li.	St. M.
Frühling	+5.8	+3.8	+2.1	+0.6	+0.4	+0.5	+0.1	+0.6	+0.6	+1.2
Sommer	+6.0	+3.6	+2.4	+2.3	+1.2	+1.3	+1.9	+1.1	+1.1	+0.5
Herbst	+6.3	+4.2	+1.8	+0.8	+1.0	+0.2	+1.0	+0.7	+0.9	+1.2
Winter	+2.2	+1.0	+1.6	-1.0	+1.3	-0.7	+0.6	-1.1	+0.8	-1.3
Jahr { A	+5.5	+3.1	+2.1	+0.7	+1.5	+0.3	+1.2	+0.4	+1.2	+0.4
B	—	+3.0	—	+0.4	—	+0.1	—	+0.2	—	+0.4

Tab. 28 enthält die Temperatur-Differenzen von Lindenberg und St. Michel, Tab. 29 letztere mit denen von Breedene verglichen.

Tabelle 29.

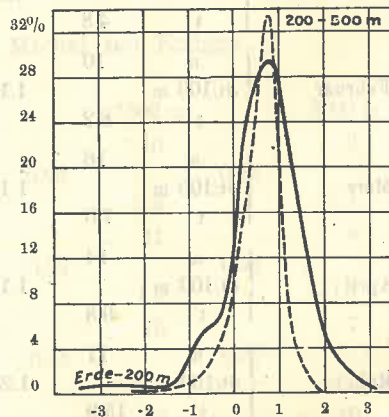
	Unten		200 m		500 m		1000 m		1500 m	
	Breedene	St. Michel	Breedene	St. Michel	Breedene	St. Michel	Breedene	St. Michel	Breedene	St. Michel
Sommerhalbjahr	2.8	3.7	0.9	1.9	0.6	0.8	0.4	0.3	0.5	0.3
Winterhalbjahr	2.5	2.3	0.7	1.2	0.3	0.0	0.5	0.2	0.3	0.1

Man entnimmt aus dieser Gegenüberstellung, daß die kontinentalere Lage von St. Michel sich in einer bereits etwas größeren Amplitude der täglichen Temperaturwelle gegenüber Breedene geltend macht, wenigstens im Sommer. Bei 200 m ist der Unterschied noch erheblich, bei 500 m fast verschwunden. Die Werte für die größeren Höhen sind unsicher.

Lindenberg hat gegenüber St. Michel natürlich eine viel größere Amplitude, die noch bis 200 m über 1° beträgt. Die freie Atmosphäre über St. Michel gehört noch dem rein ozeanischen Typus der täglichen Periode mit sehr geringer Schwankung oberhalb 500 m an. Nur im Sommer nähern sich die Amplituden beider Stationen etwas mehr. Die negative Temperaturänderung im Winter über St. Michel besitzt wohl keine Realität.

Die Häufigkeit der Gradienten in der Bodenschicht. Bei der unzureichenden Zahl der Aufstiege in St. Michel muß ich mich bei dieser Untersuchung auf die bodennahen Schichten beschränken. Fig. 6 gibt die Häufigkeitskurven für die I. und II. Schicht. Die Kurven sind ähnlich denen von Breedene, doch liegt bei letzterer Station der Scheitelwert erheblich höher (bei 1.2°), was wohl darauf zurückzuführen ist, daß hier die kleineren Gradienten wesentlich seltener sind. Bei St. Michel fällt der Scheitelwert in beiden Bodenschichten auf 0.8°; im übrigen sieht man auch hier, daß mit der Entfernung vom Erdboden die Streuung geringer wird. Es sei noch auf eine kleine Unstetigkeit in der I. Schicht bei Gradienten zwischen 0.0 und -1.0 hingewiesen, die bei Breedene und St. Michel vorhanden ist, und auch bei einigen anderen Kurven um den Gradienten 0° herum wiederkehrt. Es ist zweifelhaft, ob sie reell ist.

Fig. 6.
Die Häufigkeit der Temperaturgradienten in der Bodenschicht über St. Michel.



Anhang.

I. Die relative Feuchtigkeit.

Der vertikale Verlauf der relativen Feuchtigkeit morgens und mittags schließt sich gut dem vertikalen Verlauf der Temperatur an. In den Bodenschichten fällt daher das Maximum der Feuchtigkeit mit dem Temperaturminimum und umgekehrt zusammen.

Der vertikale Verlauf der Feuchtigkeit morgens (siehe Tab. I): Im Jahresmittel nimmt vom Boden bis 2000 m Höhe die Feuchtigkeit von 87 % auf 66 % ab, jedoch ist die Abnahme entsprechend der vertikalen Temperaturabnahme nicht stetig, sondern es liegt zwischen 500 m und 1000 m eine Zone geringerer Abnahme. Diese ist auch in den Mitteln des Frühlings, Herbstes und Winters vorhanden. Es steht dies im Zusammenhang mit der untersten Wolkenetage, die bei ca. 500 m beginnt. Der Sommer verhält sich abweichend, da die Aufstiege hier bereits in die Zeit fallen, wo die Konvektion begonnen hat.

Der vertikale Verlauf der Feuchtigkeit mittags (siehe Tab. I): Zur Zeit des Temperaturmaximums und der stärksten Konvektion ist der vertikale Gang der Feuchtigkeit umgekehrt: Die Feuchtigkeit nimmt mit der Höhe zu. Die Jahreszeitmittel verhalten sich zueinander abweichend. Im Frühling reicht die Zunahme bis 1000 m, im Sommer nur bis 200 m, im Herbst bis 500 m, im Winter bis 200 m. Oberhalb 1000 m tritt als gemeinsamer Zug sowohl morgens, wie mittags die starke Abnahme der Feuchtigkeit hervor. Es erklärt sich diese Abnahme dadurch, daß in diesen Höhen die unterste Wolkenschicht der st u. ni bereits überschritten ist. Es ist dies besonders in der Schicht 1500—2000 m charakteristisch. Es liegt hier eine wolkenarme Etage mit häufigen Inversionen im unteren Teil, die nach den Wolkenmessungen bis ca. 3000 m, dem Niveau der a-st und a-cu-Wolken reicht. Einzelheiten sind aus Tab. I zu entnehmen.

Tabelle I.

	Relative Feuchtigkeit am Morgen.						Relative Feuchtigkeit am Mittag.						
	5 m	200 m	500 m	1000 m	1500 m	2000 m	5 m	200 m	500 m	1000 m	1500 m	2000 m	
Frühling	89	82	77	75	73	69	Frühling	78	78	80	82	79	71
Sommer	84	84	84	80	77	67	Sommer	75	80	78	75	66	58
Herbst	86	79	75	74	69	60	Herbst	76	79	80	76	74	65
Winter	90	88	85	84	77	68	Winter	86	88	87	84	83	77
Jahr	87	83	80	78	74	66	Jahr	79	81	81	79	75	68

Von Interesse ist, die Tagesmittel von Großborstel und Breedene zu vergleichen (siehe Tab. II):

Die Jahresmittel stimmen recht gut überein. Tabelle II. Relative Feuchtigkeit (Tagesmittel). Die relative Feuchtigkeit nimmt fast im selben Verhältnis bei beiden Stationen mit der Höhe ab.

Die jährliche Schwankung zeigt allerdings größere Differenzen; sie ist bei Breedene in allen Höhen dieselbe, bei Großborstel aber nimmt sie mit der Höhe stark ab (von 14 auf 3).

Auch der vertikale Gang der relativen Feuchtigkeit über Lindenberg für die Morgenstunden stimmt mit diesen Ergebnissen gut überein.

	B = Breedene. G = Großborstel.									
	Unten		500 m		1000 m		1500 m		2000 m	
	B.	G.	B.	G.	B.	G.	B.	G.	B.	G.
Frühling	84	75	78	79	78	77	76	73	70	96
Sommer	79	75	81	82	77	82	71	76	63	70
Herbst	81	85	78	85	75	81	71	73	62	62
Winter	88	89	86	88	84	82	80	74	72	67
Jahr	83	81	81	84	79	81	75	74	67	67
Schwankung	8	14	8	9	9	5	9	3	10	8

Relative Feuchtigkeit über Lindenberg.

	Unten	500 m	1000 m	1500 m	2000 m
Jahresmittel 7—8a	80	79	75	70	63
Hergesell (1. Mai 1917—31. April 1918)	77	72	72	70	69

Die Werte von Hergesell, die aus einer Reihe gebildet sind, bei der sich die Aufstiege regelmäßig über alle Tagesstunden verteilen, weichen davon ab. Die Abnahme mit der Höhe ist danach viel geringer. Trotz der Vorteile, die die gleichmäßige Verteilung der Beobachtungen über den Tag bietet, dürfte es doch gewagt sein, diese Mittel als wahre Mittel anzusprechen. Die Beobachtungsreihe ist viel zu kurz. Die früheren Ergebnisse von Großborstel und Lindenberg halte ich für sicherer. Die Feuchtigkeit nimmt in einem rascheren Verhältnis mit der Höhe ab, als Hergesell annimmt. Eine Bearbeitung der gesamten Lindenerger Beobachtungen steht leider noch aus.

Der tägliche Gang der relativen Feuchtigkeit über Breedene. Der tägliche Gang der Feuchtigkeit wird in gewissem Maße der umgekehrte des täglichen Temperaturganges sein,

Tabelle III.

Relative Feuchtigkeit über Bredene.

		morgens						mittags							
		5 m	200 m	500 m	1000 m	1500 m	2000 m	1917	n	5 m	200 m	500 m	1000 m	1500 m	2000 m
1915	n	25	25	25	23	17	11	April	n	23	23	23	23	23	20
	R. F.	80.3	82.3	82.9	76.4	70.2	63.4		R. F.	86.7	81.8	81.8	85.0	83.3	76.6
Juli	n	18	18	18	15	10	5	1915	n	12	12	12	12	6	5
	R. F.	81.3	83.5	85.9	80.4	82.2	63.8		R. F.	71.3	73.0	74.8	71.6	64.8	56.8
Aug.	n	20	20	20	20	16	8	Sept.	n	9	9	9	6	6	4
	R. F.	84.2	78.4	72.3	69.9	63.0	51.6		R. F.	80.8	84.2	87.5	85.6	86.1	70.9
Sept.	n	12	12	12	12	10	7	Oktbr.	n	17	17	17	17	11	3
	R. F.	87.5	84.2	80.9	84.2	75.4	68.8		R. F.	80.7	83.0	85.0	80.3	77.8	76.2
Oktbr.	n	23	23	23	22	18	6	Novbr.	n	12	12	12	11	8	4
	R. F.	87.5	64.8	60.4	49.7	45.7	32.2		R. F.	86.2	91.8	88.5	83.5	83.1	75.9
Novbr.	n	14	14	14	11	7	2	Dezbr.	n	11	11	11	10	7	2
	R. F.	88.7	90.3	87.1	84.3	68.9	50.9		R. F.	85.2	84.8	85.2	86.8	87.1	87.1
1916	n	10	10	10	9	4	1	1916	n	12	12	12	11	8	5
	R. F.	90.7	90.0	85.7	88.6	85.8	79.8		R. F.	80.6	82.3	85.0	85.1	80.1	73.1
Januar	n	14	14	14	12	10	5	Febr.	n	23	23	23	20	12	3
	R. F.	91.6	84.1	84.7	83.4	78.5	67.3		R. F.	79.0	80.0	82.1	85.8	86.0	81.3
Febr.	n	25	25	25	22	13	8	März	n	18	18	18	18	14	6
	R. F.	92.0	87.5	82.6	84.1	79.0	75.1		R. F.	76.7	79.0	81.0	80.7	70.9	57.9
März	n	27	27	27	25	19	11	April	n	23	23	22	19	16	11
	R. F.	86.7	80.8	75.1	71.9	71.8	62.3		R. F.	79.2	75.6	75.8	78.4	78.8	73.7
April	n	24	24	23	23	17	15	Mai	n	19	19	19	19	19	13
	R. F.	88.5	76.2	72.5	69.4	69.5	70.0		R. F.	70.0	76.9	76.2	77.5	71.5	67.3
Mai	n	21	21	21	19	15	11	Juni	n	23	23	23	23	20	17
	R. F.	82.1	82.3	85.2	77.9	79.2	72.8		R. F.	80.1	84.2	82.7	77.7	72.1	62.0
Juni	n	23	23	21	19	16	14	Juli	n	22	22	22	22	19	18
	R. F.	89.0	90.4	84.6	83.3	79.3	67.1		R. F.	75.0	79.8	74.9	69.6	54.1	45.7
Juli	n	25	25	25	23	23	22	Aug.	n	26	26	26	26	24	20
	R. F.	85.4	79.8	79.8	79.6	72.6	68.9		R. F.	72.2	78.0	78.1	77.2	78.4	73.4
Aug.	n	28	28	28	28	26	23	Sept.	n	17	17	17	17	12	9
	R. F.	84.1	78.7	76.1	78.3	78.1	72.0		R. F.	73.5	76.2	80.3	75.6	73.3	70.8
Sept.	n	27	27	27	27	19	12	Oktbr.	n	20	20	20	20	15	9
	R. F.	85.0	84.9	81.9	81.1	73.8	68.9		R. F.	80.6	79.9	74.2	67.8	62.4	41.1
Oktbr.	n	25	25	25	22	18	11	Novbr.	n	18	18	18	15	11	6
	R. F.	88.5	82.4	80.2	78.4	74.7	64.3		R. F.	90.8	92.1	87.4	80.5	81.5	71.9
Novbr.	n	25	25	25	21	16	6	Dezbr.	n	19	19	19	17	10	7
	R. F.	91.6	90.4	83.7	83.0	74.2	65.8		R. F.	84.7	86.4	87.0	86.1	84.1	77.5
1917	n	23	23	23	19	14	8	1917	n	22	22	22	21	15	10
	R. F.	85.6	84.3	85.5	79.5	76.0	75.3		R. F.	85.4	82.6	80.7	74.2	73.7	69.4
Januar	n	17	17	17	16	13	8	Febr. *)	n	21	21	21	20	16	6
	R. F.	91.5	84.6	75.6	69.7	69.8	76.3		R. F.	84.2	85.6	85.3	83.0	82.2	88.2
Febr.	n	19	19	19	18	14	11	März *)	n	9	9	9	9	8	7
	R. F.	87.5	85.8	83.1	72.0	72.3	74.6		R. F.	78.1	78.2	79.9	82.2	69.6	55.6
März	n							April *)	n						
	R. F.								R. F.						

wenigstens in den bodennahen Schichten, in denen auch die tägliche Temperaturperiode am ausgeprägtesten ist. Da die Morgen- und Mittagaufstiege annähernd auf die Eintrittszeiten der Extreme

* Die Aufstiegszeiten lagen nachmittags später, morgens früher.

entfallen, wird es zulässig sein, die Änderung der Feuchtigkeit vom Morgen zum Mittag als Amplitude aufzufassen. In Tab. IV sind die mittleren Änderungen vom Morgen zum Mittag aller Tage, an denen 2 Aufstiege stattfanden, berechnet. (Die aus Tab. 1 und 2 abzuleitenden Änderungen würden nicht einwandfrei sein.)

Tabelle IV. Änderung der Feuchtigkeit vom Morgen zum Mittag. (Breedene.)

	Unten	200 m	500 m	1000 m	1500 m	2000 m
Oktober—März	-6.6	-2.0	+2.6	+0.8	-0.1	+7.0
April—September	-9.9	-3.8	-0.9	-0.2	-1.9	-4.9
Jahr	-8.2	-2.9	+0.8	+0.3	-1.0	+1.0

Am Boden beträgt die Amplitude im Jahresmittel ca. 8 %. Der Wert stimmt gut mit dem für die englische Küste angegebenen von 8—10 %. In 200 m ist die Amplitude bereits auf 2,9 % gesunken. Das Verhältnis der Abnahme stimmt gut mit den vom Eiffelturm bekannten Werten. Hier betragen die Amplituden:¹⁾

	2 m (Parc S. Maur)	Eiffelturm (302 m)
Winter	18 %	8 %
Sommer	38 %	24 %

Die Amplituden des kontinentaleren Eiffelturms sind natürlich größer.

Oberhalb der bis kaum 500 m reichenden Bodenschicht sinkt über Breedene die Amplitude auf einen minimalen Wert. In größeren Höhen sind die Zahlen wegen der nicht ausreichenden Beobachtungen unsicher.

II. Die Wolkenhöhen.

Bekanntlich werden die Wolkenhöhen bei Fesselaufstiegen in der Weise gemessen, daß im Augenblicke des Eintauchens des Flugkörpers in die Wolke Drahtlänge und Höhenwinkel festgestellt werden. Danach berechnet sich leicht die Höhe der Wolke über dem Boden von der Winde aus gemessen, meist unter Anbringung einer Korrektur von 1 % infolge des Drahtdurchhanges. Große Genauigkeit besitzen diese Wolkenmessungen aus verschiedenen Gründen nicht. Einmal ist der Drahtdurchhang nicht genau zu bestimmen, und es kann nur mit einer mittleren Erfahrungskorrektur gerechnet werden, und außerdem sind auch die mit einem einfachen Senkelquadrant gemessenen Höhenwinkel nicht genau genug. Die Bestimmung der unteren Wolkengrenze, welche letztere an sich meist unscharf ist, bietet schon deshalb Schwierigkeiten, weil das Eintauchen des Flugkörpers in die Wolke eine recht unsichere Beobachtung ist; im allgemeinen wird das Eintauchen schon erfolgt sein, wenn die Verschleierung des Flugkörpers für das Auge sichtbar wird. Auch andersartige Irrtümer des Beobachters sind unvermeidlich besonders in dem Falle, wenn Wolkenfetzen tief unter dem Drachen vorüberziehen. Bei den Angaben der Wolkenform sind gelegentliche Fehler und Unsicherheiten unvermeidlich, um so mehr, als die internationale Wolkenklassifikation in manchen Punkten unzulänglich ist. Der Aerologe eignet sich im Laufe der Zeit bei den Drachenaufstiegen halb unbewußt eine abweichende Auffassung von der Nomenklatur der Wolken an. Man kann bei der Durchsicht der Einzelaufstiege dies deutlich verfolgen. Der Grund ist darin zu suchen, daß vom aerologischen Standpunkte die Unsicherheiten der internationalen Klassifikation sich besonders aufdrängen und die Erfahrungen bei der Drachenaufstiegstechnik die Stellung des Beobachters zu den Wolkenformen verändern. Ich möchte besonders auf zwei Punkte hinweisen, wo dies zutrifft. Es ist mir an der flandrischen Küste aufgefallen, daß die st-cu-ähnlichen Formen häufig zwei verschiedenen Wolkenetagen, nämlich der bei 500 und der bei 1500 m angehören; letztere ist die typische st-cu-Schicht. Die tiefer liegende Form, die der höheren oft dem Aussehen nach sehr ähnlich ist, aber besser mit cu-st, oder einem tiefen st von st-cu-ähnlichem Aussehen bezeichnet würde, gehört der untersten Wolkenetage bei 500 m an. Hier kann nur der aerologische Befund aufklären, welcher Etage die Form angehört. Es besteht aber ein aerologischer Unterschied zwischen den beiden Wolkenformen. Weitere Schwierigkeiten liegen in der Unterscheidung von st und ni. Als Merkmal des ni den fallenden Niederschlag einer Schichtwolke zu nehmen ist bedenklich, da auch aus dünnen echten Stratus-

¹⁾ Hann: Lehrbuch der Met. III. Aufl. S. 240.

wolken etwas Niederschlag fallen kann. Mir scheint, daß nur die aerologischen Zustände in der Vertikalen es ermöglichen, eine schärfere Unterscheidung der Wolkenformen durchzuführen. Der echte st unterscheidet sich vom ni meist unschwer durch scharfe Inversionen an der Wolkenoberfläche.

Tab. I enthält die mittleren Höhen der unteren Wolkengrenzen in der Zeit von Juli 1915—Juli 1917. Ich habe 7 Wolkenformen unterschieden.

Tabelle I. Mittlere Höhen der unteren Wolkengrenze über der flandrischen Küste.

		str	fr-ni	ni	st-cu	cu	cu-ni	a-st und a-cu
April—September	H	390	340	650	1330	980	1500	—
	n	59	31	127	81	90	24	—
Oktober—März	H	440	370	630	1270	900	1240	—
	n	60	42	146	78	52	13	—
Jahr	H	410	360	640	1300	950	1400	2800
	n	121	72	275	160	142	37	21
Differenz: Sommer—Winter		-50	-30	20	60	80	260	—

Die für die flandrische Küste häufigsten Wolkenformen, tiefer Stratus und Nimbus, haben ihre untere Grenze im Mittel bei 500 m (st ca. 400 m, ni ca. 600 m). Ein wesentlicher Unterschied zwischen der kalten und warmen Jahreszeit scheint bei diesen Wolken an der Küste nicht vorhanden zu sein. Der st-cu beginnt bei ca. 1300 m, etwas tiefer in der kalten, etwas höher in der warmen Jahreshälfte. Der Cumulus liegt bei ca. 1000 m, ein jahreszeitlicher Unterschied ist auch hier vorhanden. Der cu-ni liegt im Winter bei 1200, im Sommer bei 1500 m. A-st und a-cu liegen im Gesamtmittel bei ca. 2800 m. Vergleicht man damit die Höhen der Potsdamer Wolkenmessungen (siehe Tab. II), so fallen gewisse starke Differenzen auf. St und cu liegen an der Küste tiefer als über Potsdam, was sich durch die verschiedenen klimatischen Verhältnisse erklärt. Auffallend ist aber die Differenz beim Nimbus. Potsdam gibt hier wesentlich größere Höhen. Wodurch diese Differenz zu Stande kommt, ist schwer zu erklären. Ich bemerke dazu nur, daß mir an der Küste aufgefallen ist, daß hohe Nimbuswolken dort selten waren. Die Ni-Schichten lagen auch im Sommer meist merkwürdig tief.

Bei st-cu ist im Sommer ein bedeutender Unterschied zwischen der flandrischen Küste und Potsdam. (Potsdam 2160 m, Küste 1530 m.) Auch die st-cu scheinen danach an der Küste wesentlich tiefer zu liegen, als im Binnenland. Besonders kam eine tief liegende cu-st-artige Schicht an der Küste häufig vor, die wesentlich tiefer lag als der echte st-cu.

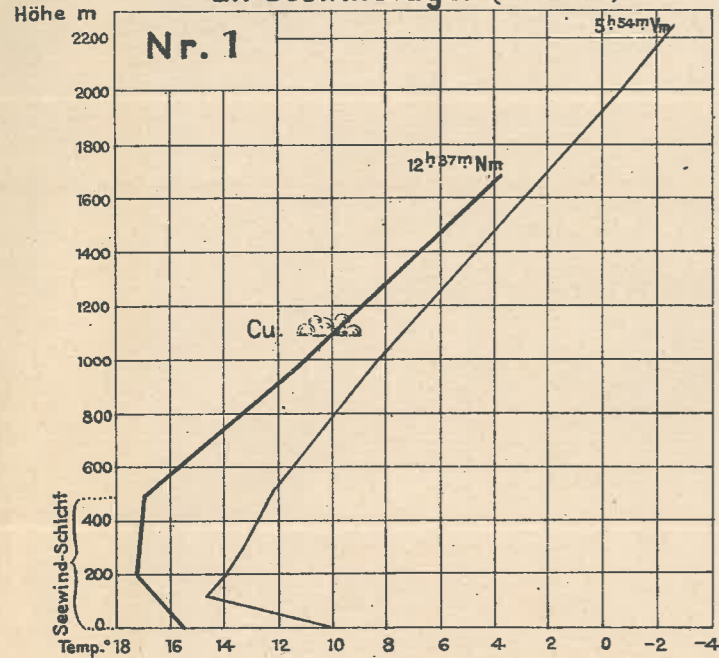
Neuerdings habe ich die Wolkenhöhen auf Grund der gesamten Fesselaufstiege des Aeronautischen Observatoriums Lindenberg, das bereits über ein sehr reiches Material an Wolkenmessungen verfügt, bearbeitet. Die Ergebnisse stimmen sehr gut mit denen von Breedene überein. Zum Vergleich sind sie in Tab. II. mitgeteilt:

Tabelle II. Mittlere Höhen der unteren Wolkengrenze über Lindenberg.

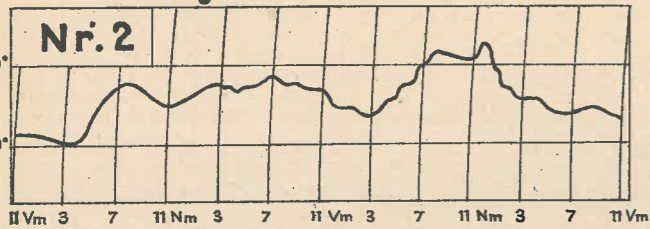
		st	fr-ni	ni	st-cu	cu	fr-cu	a-st	a-cu	cu-ni
April—September	H	480	460	610	1580	1470	950	2880	3050	1170
	n	216	37	207	337	224	48	38	35	28
Oktober—März	H	470	430	560	1310	1150	770	2990	3320	1010
	n	486	23	292	356	38	17	47	23	6
Jahr	H	480	450	580	1440	1420	910	2940	3160	1140
	n	702	60	499	693	262	65	85	58	34
Differenz: Sommer—Winter-Halbjahr		10	30	50	270	320	180	-110	-270	160
Potsdam	Sommer	680	—	1790	2160	1440	1710	3290	3630	—
	Winter	610	—	1280	1420	990	1020	2990	3350	—

Ursprünglich war geplant, die zum Teil sehr interessanten einzelnen Wolkenbeobachtungen in extenso zu veröffentlichen. Aber ich mußte aus Sparsamkeitsgründen darauf verzichten. Ein Teil dieser Wolkenbeobachtungen wird in einer an anderer Stelle erscheinenden Arbeit über die „Aerologie der Wolkenformen“ benutzt werden, die ich auf Grund des reichhaltigen Lindenger Beobachtungsmaterials in Angriff genommen habe.

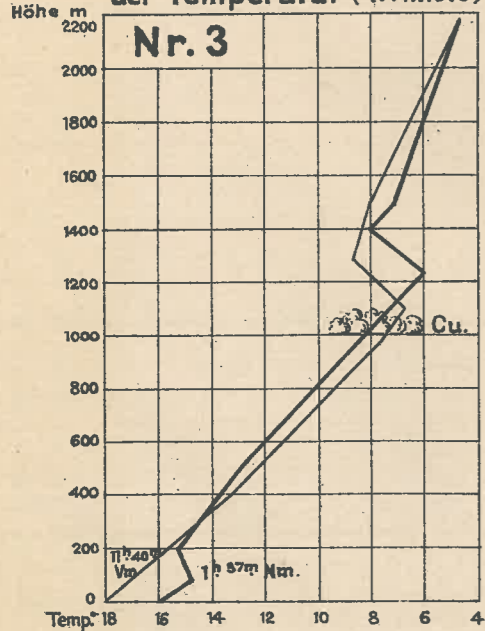
Zustandskurven der Temperatur an Seewindtagen (1.V.1916)



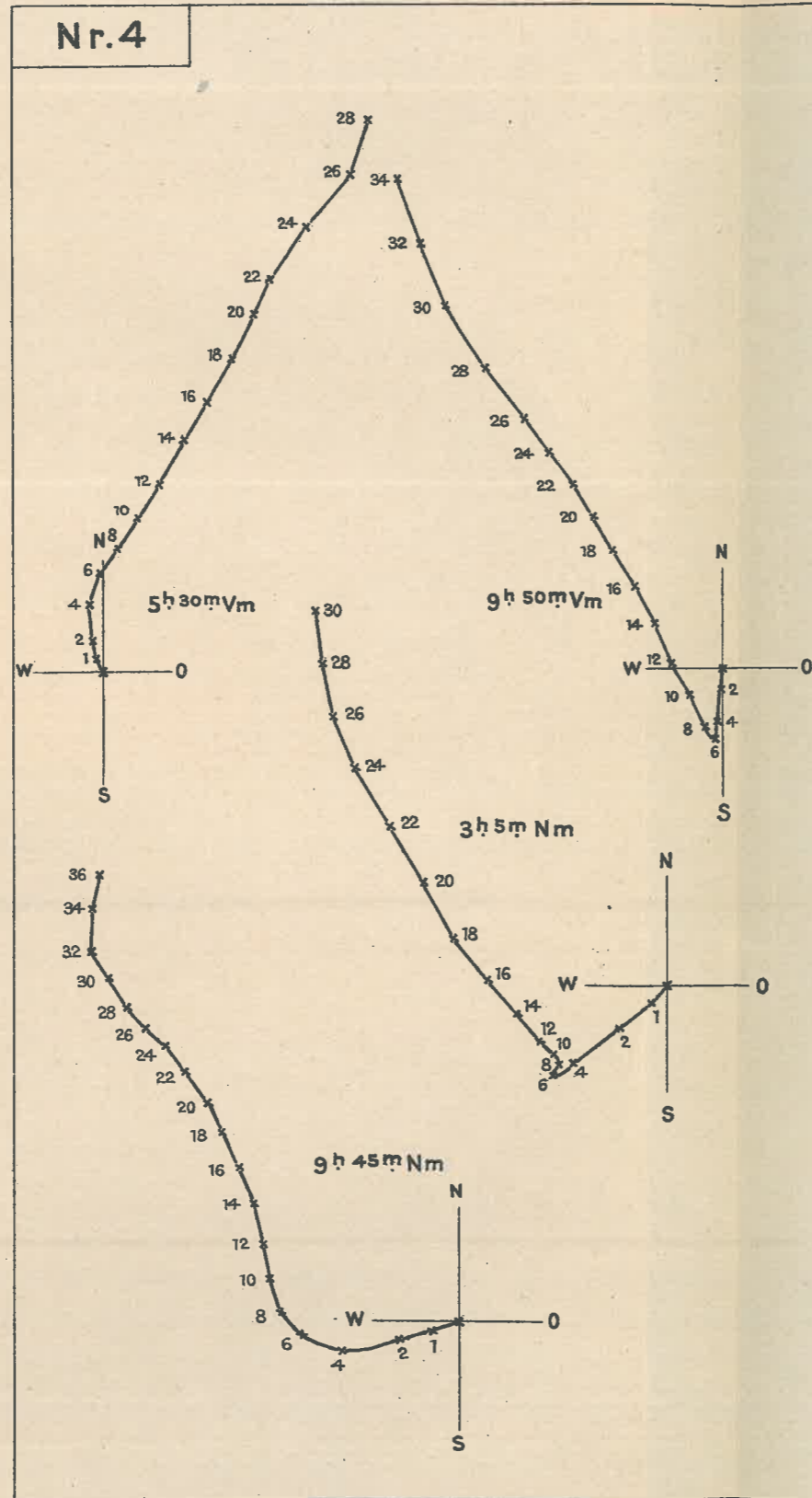
Thermogramm (22. u. 23.VI.1916)



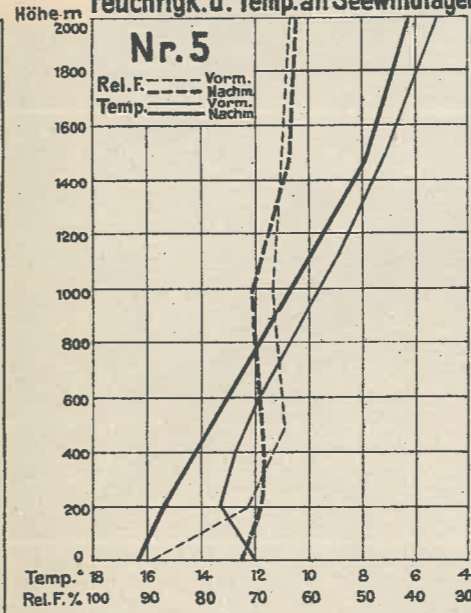
Zustandskurven der Temperatur (1.VII.1916)



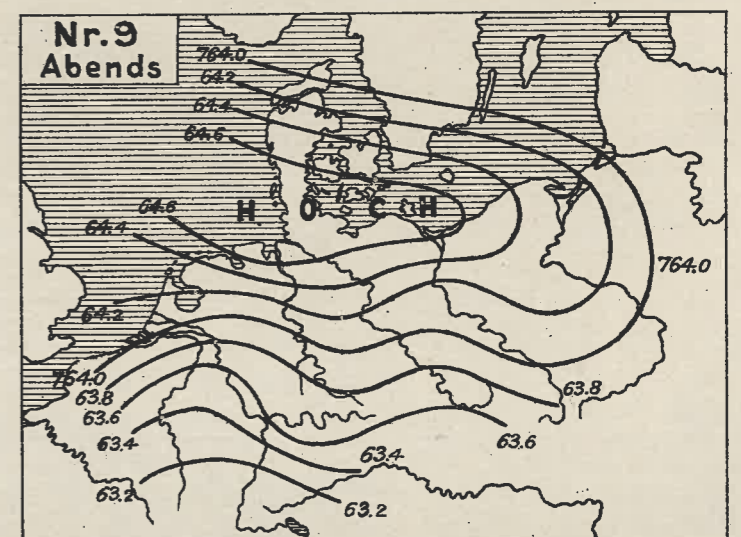
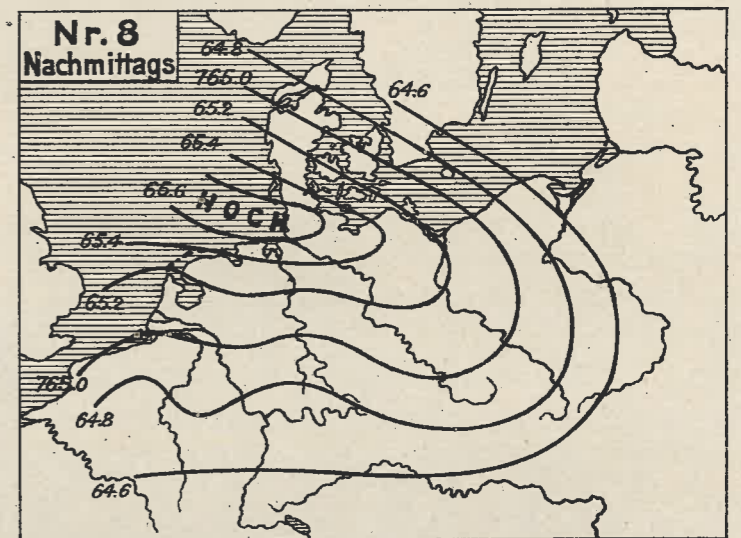
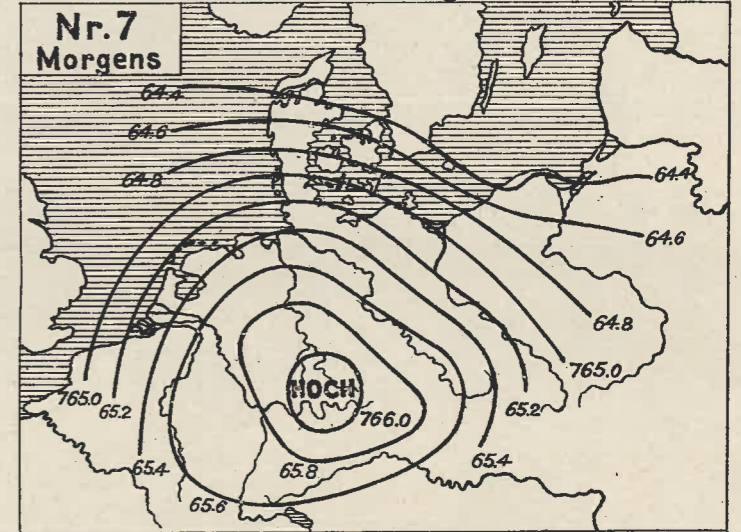
Pilotballonaufstiege (16.VI.1917)



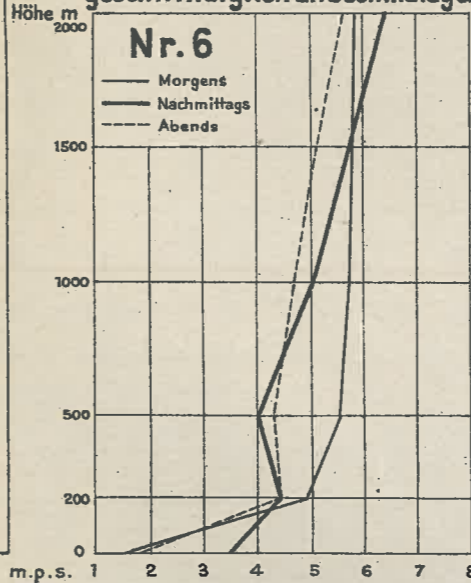
Mittlerer vertikal. Gang d. relat. Feuchtigk. u. Temp. an Seewindtagen



Mittlere Luftdruckverteilung an Seewindtagen

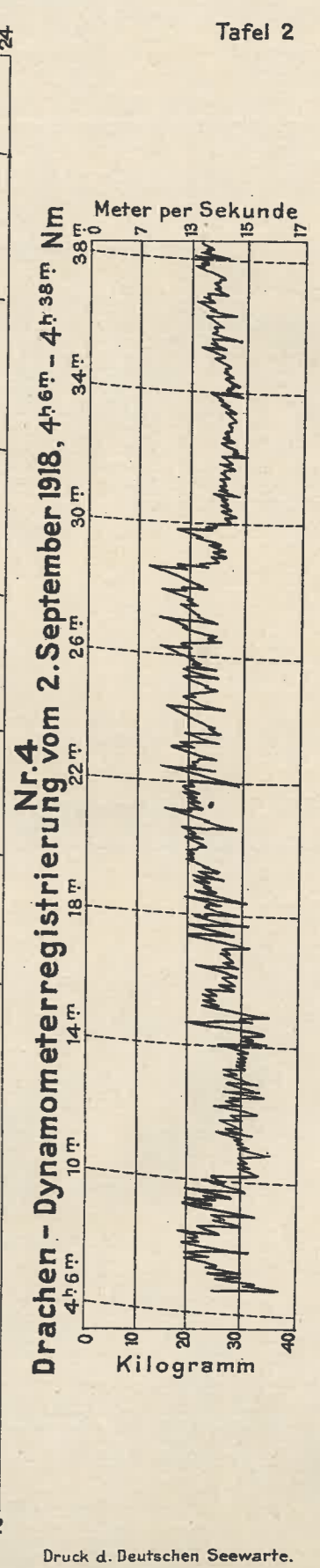
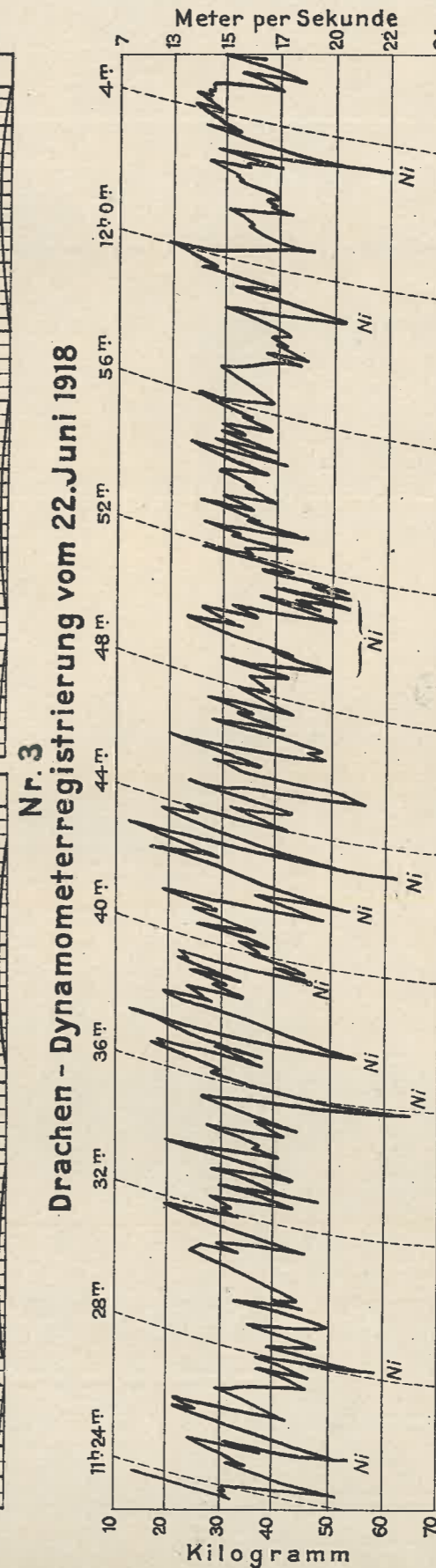
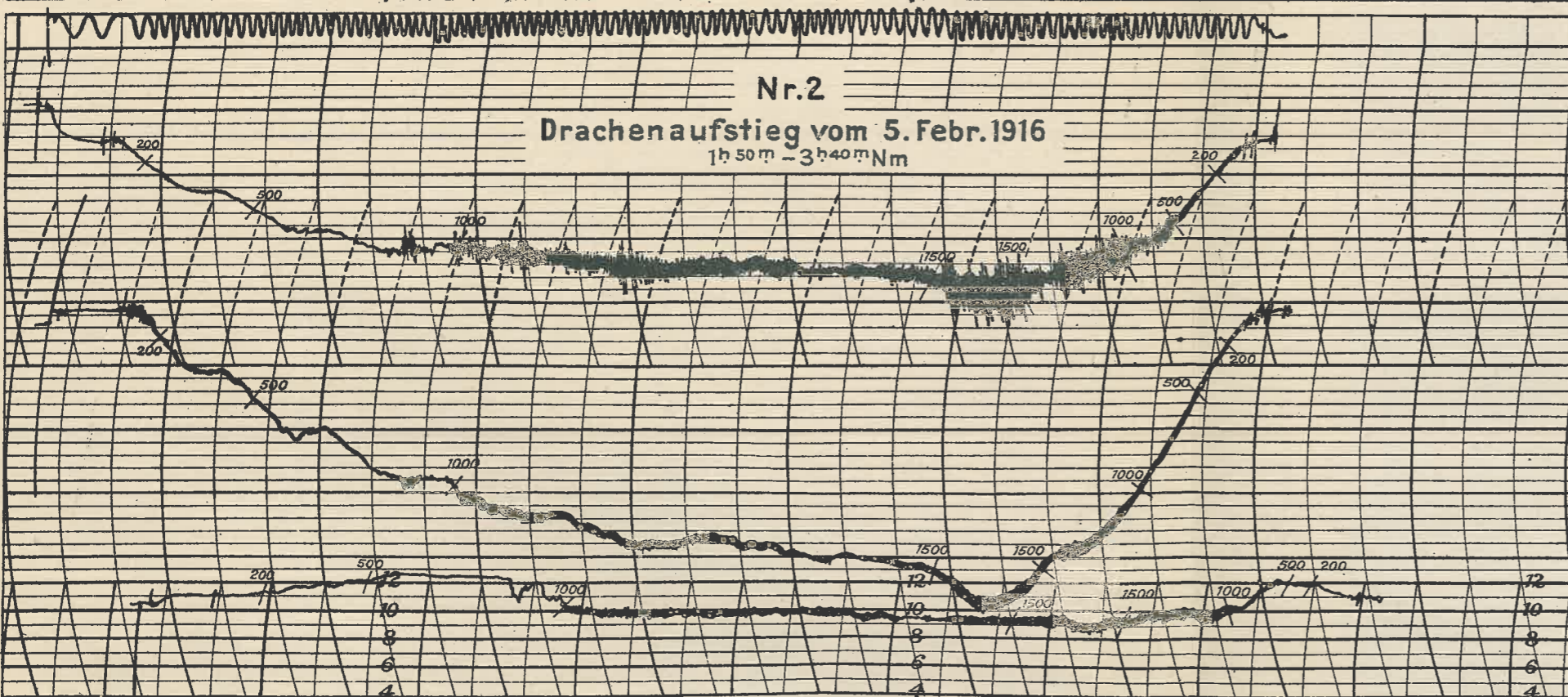
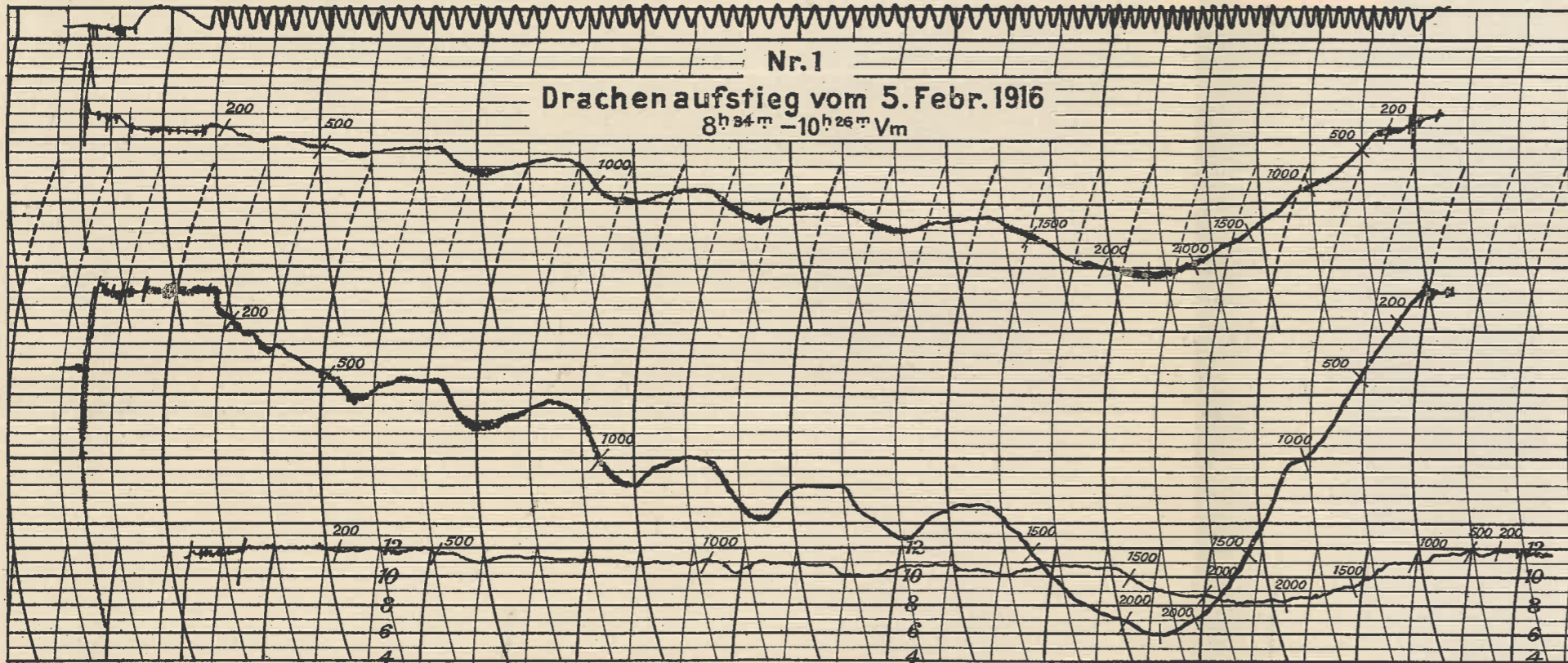


Mittlerer vertikal. Gang d. Windgeschwindigkeit an Seewindtagen



W. Pepler: Die Beobachtungen der Marine-Drachenstation Breedene(Meer) und St' Michel bei Brügge

Beob. d. Deutschen Marinestationen 1914-18, Heft 4



Tafel 2

