

Dünenstudien auf der Kurischen Nehrung

Mit einem Anhang:

Über Flußmäander, Wogenwolken und Zyklonen, die durch Reibungswalzen entstehen

Von

Felix M. Exner

Wirkl. Mitglied d. Akad. d. Wiss.

(Mit 13 Textfiguren und 5 Tafeln)

(Vorgelegt in der Sitzung am 13. Dezember 1928)

Inhalt.

1. Messung der Sanddichte im Winde.
2. Sanddichte nach der Höhe.
3. Sanddichte nach der Windstärke.
4. Hebung des Sandes durch vertikale Luftbewegung.
5. Sandwellen auf der Düne.
6. Bildung der Sandwellen durch Luftwalzen.
7. Wanderung der Sandwellen und Dünen.

Anhang: Über Flußmäander, Wogenwolken und Zyklonen, die durch Reibungswalzen entstehen.

Nach meinem ersten Aufenthalt auf der Kurischen Nehrung in Ostpreußen (Sommer 1926) habe ich eine kleine Arbeit »über Dünen und Sandwellen«¹ geschrieben, in der ich versuchte, eine Erklärung der Sandwellen in Luft und Wasser durch Gravitationswellen der Flüssigkeit zu geben; ich hatte angenommen, daß der in die Höhe getragene Sand in ein Flüssigkeitsgebiet von geringerer Dichte kommt und dadurch Wellen entstehen. Damals waren mir aber noch keine Messungen über die Sanddichte in verschiedenen Höhen bei Wind oder Wasserströmung zugänglich.

Um nun die Sanddichte, die ich in der erwähnten Arbeit nur ungefähr abgeschätzt hatte, einmal empirisch feststellen zu können, gab mir die Notgemeinschaft der deutschen Wissenschaft in liebenswürdiger Weise die Mittel an die Hand, um neuerdings auf der Kurischen Nehrung die Dünen zu studieren, wofür ich auch an dieser Stelle der Notgemeinschaft der deutschen Wissenschaft meinen ergebendsten Dank sage.

Im Sommer 1928 war ich sechs Wochen auf der Kurischen Nehrung in Pillkopen und beschäftigte mich hauptsächlich mit zwei Messungen; die eine betraf die oben erwähnte Sanddichte im Winde, die zweite die photogrammetrische Aufnahme verschiedener Dünenformen, die aber wenig Erfolg hatte. Einige weitere Dünenuntersuchungen sollen später erwähnt werden. Doch sei hier gleich

¹ Geografiska Annaler 1927, Heft 1,

bemerkt, daß die Sanddichte, die ich vermaß, viel geringer ist, als ich sie in der oben erwähnten kleinen Arbeit vermutete, so daß die dort angegebene Gravitationswelle in ihrer Größenordnung nicht richtig sein dürfte. Ich kam vielmehr zu einem neuen Ergebnis über die Erklärung der Sandwellen, die im folgenden den Beobachtungsergebnissen angeschlossen wird; wenn es auch nicht möglich war, sie ganz genau theoretisch darzustellen, so scheint mir doch die folgende Erklärung über die Bildung der Sandwellen richtig.

1. Messung der Sanddichte im Winde.

Um die in der Luft schwebende Sandmenge in einem gegebenen Luftvolumen bei verschiedener Windstärke und in verschiedener Höhe über dem Sandboden zu messen, hatte ich ursprünglich kugelförmige Fangapparate hergestellt, die, ähnlich einem Lampion, zu Anfang offen waren, und sich dann durch eine Feder zu einer Kugel schlossen, die die Luft mit dem Sand fangen sollte. Diese Kugeln, mit einem Durchmesser von 30 *cm*, fingen aber nur so wenige Sandkörner auf, daß ich keine genaue Messung der Sanddichte feststellen konnte. Ich ging daher dazu über, den Windsand in einem quer zur Windrichtung offenen Sack aufzufangen, wobei der Sack aus dünnem Stoff gemacht war, durch den die Luft recht gut durchströmte. Es konnte also die Sandmenge nicht genau in einem Volumen aufgefangen werden, sondern der Sandwind mußte längere Zeit in den Sack hineinströmen, wobei die Luft durchzog, der Sand aber in dem Sack verblieb. Mit einem Handanemometer wurde die Windgeschwindigkeit gemessen. Damit konnte die Luftmenge festgestellt werden, die in gegebener Zeit durch den Sack strömte, und somit auch angenähert das Volumen bestimmt werden, aus dem die im Sack niedergefallene Sandmenge bezogen war.

Bei starkem Sturm geht der vom Boden aufgewirbelte Sand in verschiedene Höhen. Die Dünen auf der Kurischen Nehrung werden hauptsächlich vom Westwind gebildet, die Westseite der Dünen ist die Luvseite mit schwachem Anstieg von rund 8°, die Ostseite ist die Leeseite mit steilem Abfall von 30°. Bei starkem Westwind wird der Sand auf dem Dünenkamm lange nicht in so große Höhen über dem Boden geblasen wie bei gleichem Ostwind; im Jahre 1926 beobachtete ich einmal bei Oststurm Sand in einer Höhe von mehreren Metern, im Sommer 1928 konnte ich einen solchen Fall niemals beobachten, es gab wesentlich nur Weststurm und der Sand wurde kaum bis zu einer Höhe von 1 *m* über dem Boden aufgewirbelt. Die Sanddichte konnte daher vom Boden aufwärts nur bis zu ungefähr 50 *cm* Höhe vermessen werden.

Um die Sanddichte ganz nahe am Boden zu bestimmen, mußte ich für die unteren Schichten kleine Säcke benutzen; in höherer Lage wurden größere verwendet. Die Dauer des Einfangens des Sandes in den Sack betrug meist eine Minute, mitunter — namentlich in größerer Höhe, wo die Dichte geringer ist — auch 2 bis 3 Minuten. Die im Sack eingefangene Sandmenge wurde nach ihrem

Tabelle 1.

	Höhe <i>m</i>	Wind <i>m</i> /pro Min.	<i>Q</i>	γ		Höhe <i>m</i>	Wind <i>m</i> /pro Min.	<i>Q</i>	γ	Anmerkung
Ia	0·1	860	265	8·90	Ib	0·08	870	253	11·7	10. VIII. vorm., West- wind, auf der Dünenhöhe, nahe dem Ab- fall gegen E
	0·2	830	65	2·26		0·1	785	214	7·88	
	0·3	850	21·5	0·73		0·2	765	65	2·46	
	0·4	860	10·5	0·35		0·3	890	68	1·56	
	0·5	850	2·5	0·085		0·4	904	14	0·45	
					0·5	Regen				
IIa	0·1	740	265	10·4	IIb	0·1	560	353	18·2	10. VIII. nachm., West- wind, an gleicher Stelle wie I
	0·2	700	55	2·27		0·2	755	110	4·21	
	0·3	750	25	0·78		0·3	765	33·5	1·27	
	0·4	770	8·5	0·32		0·4	740	5·5	0·22	
	0·5	800	3·0	0·11		0·5	770	2·3	0·086	
					0·1	810	397	14·2		
IIIa	0·1	800	750	27·1	IIIb	0·1	715	353	14·2	12. VIII., Westwind, an der westlichen Aufstiegseite der Düne
	0·2	790	300	11·0		0·1	745	617	24·1	
	0·3	800	85	3·07		0·2	720	98	3·93	
	0·4	740	19	0·74		0·3	830	55	1·92	
	0·5	750	7·3	0·28		0·4	710	11	0·45	
					0·5	700	3·3	0·14		
IVa	0·1	525	44	2·42	IVb	0·1	560	84	4·34	16. VIII. vorm., Ostwind, auf der Dünen- höhe neben Ostabfall
	0·2	530	7·5	0·41		0·2	600	15·5	0·75	
	0·3	520	1·0	0·056		0·3	570	1·8	0·091	
	0·4	540	0·34	0·018		0·4	510	0·26	0·015	
Va	0·1	600	318	15·3	Vb	0·1	645	335	15·0	16. VIII. nachm., Ost- wind, auf der Dünenhöhe wie IV
	0·2	600	115	5·54		0·2	610	150	7·11	
	0·3	645	64	2·87		0·3	625	75	3·47	
	0·4	620	30	1·40		0·4	550	34	1·79	
	0·5	630	17·5	0·80		0·5	630	16	0·73	
	0·7	635	3·3	0·15		0·7	650	5·3	0·24	
VIa	0·1	550	93	4·90	VIb	0·1	510	40	2·27	23. VIII. vorm., Westswidwest- wind, auf der Aufstieg gegen E, hoch oben
	0·2	560	17	0·88		0·2	600	25	1·20	
	0·3	670	8	0·35		0·3	550	3	0·16	
	0·4	600	1·7	0·082		0·4	550	0·7	0·037	
	0·5	550	0·20	0·011		0·5	580	0·40	0·020	
VIIa	0·06	525	128	7·05	VIIb	0·1	510	88	4·99	23. VIII. vorm., Westswidwest- wind, am selben Ort wie VI, in 6 <i>cm</i> u. 10 <i>cm</i> Höhe mehrmals ge- messen
	0·06	560	66	3·41		0·1	555	75	3·91	
	0·06	585	88	4·35		0·1	610	132	6·25	
	0·06	655	181	7·99		0·1	465	26	1·62	
	0·06	660	212	9·28						
	0·06	575	101	5·08						
VIIIa	0·06	1015	1676	47·7	VIIIb	0·06	1000	1764	51·0	28. VIII., Westwind am Aufstieg gegen E hoch gelegen, etwas feuchter Sand (nach Regen)
	0·1	970	1323	39·4		0·1	960	706	21·3	
	0·2	970	360	10·7		0·2	890	220	7·14	
	0·3	1005	140	4·03		0·3	865	55	1·94	
	0·4	910	40	1·27		0·4	830	16	0·58	
	0·5	790	5·3	0·19		0·5	805	6·7	0·24	

Gewicht bestimmt und bei allen Messungen auf den gleichen Sackquerschnitt und eine Minute Dauer reduziert, so daß sich eine Sandmenge (Q) in Gramm ergab, die aus einem Volumen $f \cdot v$ abgefallen war, wobei f den Querschnitt des großen Sackes ($0 \cdot 0346 \text{ m}^2$) und v den Windweg in Metern, pro Minute gemessen, bezeichnet. Die Sanddichte γ , bezogen auf ein Luftvolumen von 1 m^3 , ist somit

$$\gamma = \frac{Q}{f \cdot v} \text{ Gramm.}$$

Diese Sanddichten wurden meist in Höhen von 10, 20, 30, 40 und 50 *cm* über dem Boden gemessen, und zwar wurden die Säcke nicht alle gleichzeitig übereinander aufgestellt, sondern zeitlich getrennt, weil die Luftströmung durch den Widerstand mehrerer Säcke sonst zu unsicher geworden wäre. Solche Messungen wurden mehrfach an verschiedenen Plätzen der Düne gemacht, wobei sich herausstellte, daß die Sandverteilung in der Luft in diesen Gebieten, unabhängig vom Wind, ganz verschieden ausfällt. Die Messungsergebnisse sind in der Tabelle 1 dargestellt. Es wurde immer nach einer Messungsreihe (z. B. Ia) eine zweite (Ib) wiederholt.

Die Windstärke wurde regelmäßig in gleicher Höhe ($1 \cdot 30 \text{ m}$ über dem Boden) gemessen; danach ist natürlich eine vollständige Genauigkeit des Luftvolumens für die Dichtenmessungen in verschiedenen Höhen nicht gegeben; aber dieser Mangel dürfte keine besondere Rolle spielen, weil die Windstärke als Durchschnittsmaß für eine Minute keine ganz regelmäßige Bedeutung hat. Man sieht z. B. aus der Beobachtungsreihe VIIa in 6 *cm* Höhe, daß sich bei geringerem Windweg manchmal größere Sandmenge findet als bei stärkerem (z. B. bei 525 *m/Min.* 128 *g*, bei 560 *m/Min.* 66 *g*); das rührt daher, daß in einer Minute mitunter eine sehr starke Böe viel Sand in den Sack trägt, wobei vor oder nach der kurzen Böe der Wind schwach ist und somit der Minutenweg geringer wird als bei einer gleichmäßigen aber nicht gar großen Windstärke. Aus diesen Gründen sind die gemessenen Sanddichtenwerte natürlich nicht sehr sicher.

2. Sanddichte nach der Höhe.

Die Sanddichte nimmt nach der Höhe stark ab, wie sich aus allen Reihen der Tab. 1 zeigt; sie erscheint nach einer e -Potenz geordnet. Auch ist sie von der Windstärke abhängig. Andererseits sind die Absolutwerte in gleicher Höhe und bei gleicher Windstärke durchaus nicht immer die gleichen; es zeigt sich vor allem, daß der Platz, wo die Messungen gemacht wurden, einen Einfluß hat. Nach den Anmerkungen der Tab. 1 sind die Messungen wesentlich an Plätzen von verschiedener Art und Windrichtung vorgekommen, und zwar: 1. bei Westwind am Aufstieg der Düne gegen Osten, in einiger Tiefe (III); 2. bei Westwind am Aufstieg der Düne gegen Osten, nahe der Höhe (VI, VII, VIII); 3. bei Westwind auf der Dünenhöhe selbst (I, II); 4. bei Ostwind auf der Dünenhöhe (IV, V). Dabei wurden die Messungen stets auf der Luvseite oder auf dem Wellenberg einer

Dünenwelle gemacht, niemals auf der Leeseite eines Wellenberges weil dort der Wind zu schwach ist.

Die Messungsreihen *a* und *b* der Tab. 1 sind zu Mittelwerten, für bestimmte Höhen zusammengestellt und in Fig. 1 ohne Rücksicht auf die Windstärke aufgetragen. Dabei sind die Fälle I und II auch noch zu Mittelwerten vereinigt, weil sie sich auf den gleichen Messungsort (Dünenhöhe) bei ziemlich gleichem Westwind beziehen.

Die Kurven der Fig. 1 kann man einer *e*-Potenzgleichung anpassen, also die Sanddichte $\gamma = A e^{-kz}$ setzen (*z* Höhe über dem Boden). Wenn die Werte der Fig. 1 in der Form $\log \gamma$ aufgezeichnet werden, so erscheinen die Logarithmenkurven sehr nahe geraden

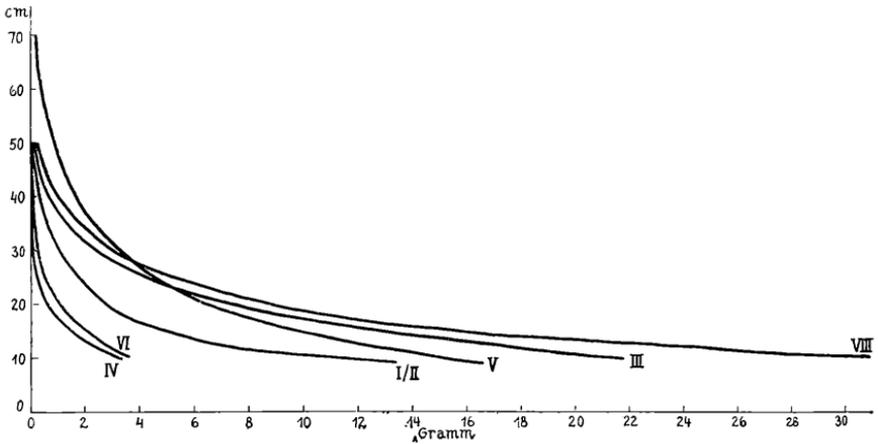


Fig. 1.

Linien, wonach die eben genannte Gleichung bestätigt ist. Aus den geraden Linien ergeben sich folgende Konstante für die sechs Kurven der Figur 1:

I/II	III	IV	V	VI	VIII
$A = 34.7$	87.1	20.9	31.6	13.2	104.7
$k = 11.7$	12.1	12.0	7.5	12.9	11.9

Der Wert *A* bedeutet die Sanddichte knapp an der Oberfläche (*z* = 0); er hängt natürlich von der Windstärke ab, aber auch von der Windrichtung und dem Beobachtungsort. Auf den Einfluß der Windstärke kommen wir später zurück. Die Abnahme der Sanddichte nach der Höhe (die Höhe *z* ist in Metern angenommen) wird durch die Größe *k* angegeben. Sie hat den größten Wert im Fall VI, bei geringer Westgeschwindigkeit, nimmt dann ab bei stärkerem Westwind und erscheint weitaus am geringsten bei stärkerem Ostwind (Fall V). Hier konnte bei einer Windstärke von 600 *m/Min.* die Sandmenge bis zu 70 *cm* Höhe gemessen werden, was bei noch viel stärkerem Westwind nicht möglich war. Dieses hohe Hinauftreiben

des Sandes in die Luft bei Ostwind rührt daher, daß von der steilen Abfallseite der Düne gegen Osten der Ostwind mit großer vertikaler Komponente auf die Dünenhöhe gelangt, wodurch der Sand in bedeutend größere Höhen getragen wird.

Wie oben erwähnt, beobachtete ich im Sommer 1926 einen starken Oststurm auf dem Kamm der Düne, der ganz knapp am Abfall gegen Westen den Sand in mehrere Meter Höhe hinauftrug; als ich nur zwei Schritte vom Kamm gegen Westen herabstieg, wurde mir (in 1·7 *m* Höhe) der Sand derartig heftig auf den Kopf geweht, daß ich wieder hinaufsteigen und auf dem Kamm weiter wandern mußte, bis die Düne sich senkte.

Die Abnahme der Sanddichte nach der Höhe (Konstante *k*) ist bei stärkeren Westwinden unter den obigen Werten auch etwas verschieden, und zwar hat *k* auf der Dünenhöhe (Fall I/II) den Betrag 11·7, in der Niederung auf der Westseite (Fall III) den Betrag 12·1. Es ist vermutlich die Abnahme der Sanddichte in der Niederung größer als auf der Höhe, weil die vertikalen Windkomponenten oben infolge des längeren Aufsteigens des Windes an dem Dünenhang stärker sind als unten; allerdings dürfte nach den Fällen VI und VIII auch die Windstärke einen Einfluß auf den *k*-Wert haben.

Aus den Zahlenwerten *A* und *k* der Fälle I bis VIII läßt sich die Gesamtsumme *S* der Sandmasse, die vom Winde über der Bodenfläche getragen wird, leicht berechnen. Dieser Wert beträgt

$$S = \int_0^{\infty} \gamma dz = \int_0^{\infty} A e^{-kz} dz = \frac{A}{k}.$$

Für die oben aufgezeichneten sechs Fälle ergibt sich *S* in Gramm, bezogen auf ein Prisma von 1 *m*² Bodenfläche:

	I/II	III	IV	V	VI	VIII
<i>S</i> =	2·97	7·20	1·74	4·21	1·02	8·80 <i>g</i>
Wind =	800	750	550	630	570	900 <i>m</i> /Min.
	aus W, Höhe	aus W, am Hang	aus E, Höhe	aus E, Höhe	aus WSW, Höhe	aus W, am Hang

An die Werte *S* sind die durchschnittlichen Windstärken an gereiht. An den Hangstellen, wo der Wind aufwärts weht (bei Westwind III und VIII) ist der Sandtransport besonders groß, während er in der Höhe (I/II) auch bei starkem Wind geringer ist. Außerdem ist die Sandmenge *S* bei Ostwind von 630 *m*/Min. besonders groß, während auf der gleichen Höhenlage bei stärkerem Westwind (800 *m*/Min.) die Sandmenge geringer bleibt. Aus diesen *S*-Werten läßt sich somit schwer eine einfache Abhängigkeit der Sandbewegung von der Windstärke festsetzen; es hängt die Sandmenge auch sehr von dem Orte der Düne und von der Windrichtung ab.

Daß die Sanddichte in ähnlicher Weise nach oben abnimmt wie die Luftdichte, also nach einer e -Potenz, hängt natürlich hauptsächlich mit der vertikalen Komponente der Luftbewegung zusammen, die den Sand hebt. Wenn ein vertikaler Luftstrom einen Teil des Sandes vom Boden in eine untere Schichte trägt, so wird in die darüberliegende zweite Schichte wieder ein Teil der Masse aus der unteren Schichte getragen, ferner in die dritte Schichte ein Teil der Masse aus der zweiten Schichte usw.

Bezeichnen wir diese Sandmengen in den Schichten mit $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$. so ist zu erwarten, daß bei einer unveränderlichen

Luftströmung das Verhältnis der Massen $\frac{\gamma_2}{\gamma_1} = \frac{\gamma_3}{\gamma_2} =$ usw. konstant

ist, wenn diese Schichten dünn sind. Unter einer gewissen geringeren, vertikalen Komponente des Windes schwebt die Sandmenge γ_2 in der Schichte 2, ohne sich weiter nach oben oder unten zu verschieben,

ebenso γ_3 usw. Wir können bei dünnen Schichten $\gamma_2 = \gamma_1 - \frac{\partial \gamma}{\partial z} \Delta z$

bezeichnen. Das Verhältnis $\frac{\gamma_2}{\gamma_1} = \frac{\gamma_3}{\gamma_2} = c$, das konstant angenommen wurde, beträgt somit

$$c = \frac{\gamma_1 - \frac{\partial \gamma_1}{\partial z} \Delta z}{\gamma_1} = 1 - \frac{1}{\gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial z} \Delta z.$$

Indem wir $\frac{c-1}{\Delta z} = k$ setzen, erhalten wir $-\frac{1}{\gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial z} = k$ und somit $\gamma = \gamma_0 e^{-kz}$ (c kommt natürlich um so näher dem Wert 1, je dünner die Schichten sind, so daß $k = \frac{c-1}{\Delta z}$ eine natürliche Größe ergibt).

Wie später noch näher erklärt wird, entstehen die vertikalen Luftbewegungen, die den Sand in die Höhe tragen, durch Reibung des Windes an der Bodenfläche; die Reibung erzeugt Walzen (Wirbel) mit horizontaler Achse. Je höher hinauf die Walze reicht, d. h. je größer sie ist, um so mehr Sand findet sich in der Höhe, um so kleiner ist k . Also hängt die Größe k von der Ausdehnung der Wirbel ab, und das ist auch unter den angegebenen Werten k der verschiedenen Fälle zu erwarten. Bei Ostwind, der von steilem Hang (30° Gefälle) auf die Dünenhöhe gelangt, ist eine viel größere Walze dort zu erwarten als bei Westwind, der viel flacher auf die Höhe gelangt (nur hinter dem Kamm auf der Ostseite, am steilen Abfall, kann bei Westwind auch eine große Walze zu erwarten sein). Die Messungen des Falles V geben den kleinsten Wert von k , und zwar bei stärkerem Ostwind. Nahe dem unteren Dünengebiet auf der Westseite ist bei Westwind die Walze als kleiner anzunehmen

als oben auf der Dünenhöhe. Demgemäß ist unten (Fall III) der k -Wert etwas größer als oben auf der Dünenhöhe bei Westwind (I/II, VIII); nur der Fall VI, bei schwachem Westwind oben, fällt heraus.

3. Sanddichte nach der Windstärke.

Aus den Messungen an den verschiedenen Dünenplätzen kann nur eine ungefähre Abhängigkeit der Sanddichte von der Windstärke festgestellt werden. Die Bewegung des Sandes in der Luft beginnt erst von einer gewissen Windstärke an und nimmt dann mit weiterer Windstärke sehr rasch zu. Es war am geeignetsten für diese Abhängigkeit eine e -Potenz der Windstärke zu verwenden, und zwar in folgender Formel

$$\gamma = e^{-kz} [A e^{mw} - B].$$

Die Größen A , B und m werden als durchschnittliche Konstanten benützt, die Sanddichte nimmt nach der e -Potenz der Windstärke w zu, doch wird bei einer gewissen Grenze geringer Windstärke der Sand überhaupt nicht in die Luft getragen, so daß von der Größe $A e^{mw}$ eine Konstante Größe B abzuziehen ist. Die untere Grenze der Windstärke, w_0 , bei welcher die Sandmenge in der Luft überhaupt nicht mehr erscheint, ist somit gegeben durch

$$w_0 = \frac{\lg B - \lg A}{m}$$

Einmal wurde auf der Düne beobachtet, daß bei einer Windstärke von 6 m/sec (360 $m/Min.$) der Sand am Boden sich zu verschieben begann, ohne aber noch in die Luft aufgetrieben zu werden. Ich setze daher den Wert $w_0 = 400 m/Min.$ an, als Beginn des Aufreibens des Sandes.

Aus den in Tab. 1 angegebenen Q -Werten wurden Mittelwerte nach der Windstärke gebildet und, wie oben gesagt, nur in angenäherter Weise die Konstanten der obigen Formel berechnet. Für die Abnahme der Sanddichte nach der Höhe wurde, den Werten auf p. 709 entsprechend, ein Durchschnittswert $k = 11$, bezogen auf in Metern, angesetzt. So ergab sich folgende Formel:

$$\gamma = e^{-11z} [6 \cdot 8 e^{0.003 \cdot w} - 22 \cdot 5].$$

Die Werte von γ erscheinen in Gramm pro Kubikmeter, w ist in $m/Min.$ einzusetzen. Hieraus ergab sich eine Abhängigkeit der Sanddichte von der Höhe und der Windstärke, die in Fig. 2 für Windstärken von 500, 600, 700, 800, 900 und 1000 $m/Min.$ in Kurven dargestellt ist. Natürlich konnten die Verhältnisse an den verschiedenen Messungsorten in der Formel nicht berücksichtigt werden. Die Einzelwerte dieser Gleichung sind in Tab. 2 angegeben

Tabelle 2 (γ in g/m^3).

$z =$	$w =$	400	500	600	700	800	900	1000 m Min.
0 m	0	8.0	18.6	33.0	52.5	78.6	114.0	
0.1	0	2.6	6.1	10.3	17.4	26.2	38.0	
0.2	0	0.89	2.1	3.4	5.8	8.7	12.7	
0.3	0	0.29	0.68	1.1	1.9	2.9	4.2	
0.4	0	0.10	0.23	0.38	0.64	0.97	1.4	
0.5	0	0.03	0.08	0.13	0.21	0.32	0.47	

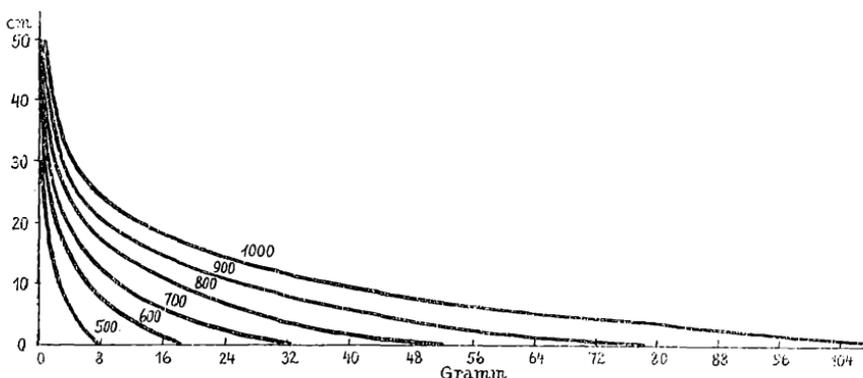


Fig. 2.

Als Durchschnittswert für die gesamte Sandmenge, die bei gewisser Windstärke in der Luft oberhalb einer Basis von $1 m^2$ schwebt, ergab sich

$$S = \int_0^{\infty} \gamma dz$$

zu folgenden Zahlen:

$w =$	400	500	600	700	800	900	1000 $m/Min.$
$S =$	0	0.73	1.69	3.00	4.77	7.15	10.36 g

Die hier angegebenen Werte der Sanddichte und Menge beziehen sich hauptsächlich auf die Orte im oberen Gebiet der Dünen; dort sind die Windrichtungen weniger vertikal als am Abfall der Düne auf der Westseite bei Westwind oder in der Höhe bei Ostwind. In diesen beiden letzteren Fällen ist die Sandmenge größer als die genannten Durchschnittszahlen dies angeben.

Trotzdem ist anzunehmen, daß bei einer gegebenen Westströmung über die Düne der Sandtransport in der Niederung der Abfallseite und auf der Dünenhöhe der gleiche ist. Denn durch die Strömung verlagert sich die Düne gegen Osten, behält aber ihre Form dabei ziemlich gleich, mit dem Abfallswinkel von 7 bis 8°

Es muß also, trotz der erwähnten Ungleichheit des Sandtransportes in den unteren und oberen Lagen der Düne bei gleicher Windstärke, die Sandmenge in diesen verschiedenen Lagen nach

gleicher Größe transportiert werden. Dies ist erklärlich, weil bei einer natürlichen Luftbewegung die Windstärke oben auf der Höhe der Düne, größer ist als am Abhang. Eine gleichzeitige Messung der Windgeschwindigkeit an oberen und unteren Stellen der Düne ist noch nicht gemacht, so daß die Gleichheit des Sandtransportes an diesen Stellen durch Beobachtungen noch nicht festzustellen war.

4. Hebung des Sandes durch vertikale Luftbewegung.

Die Größe der Sandteilchen ist auf den Dünen der Kurischen Nehrung natürlich recht verschieden. Trotzdem kann man erfahrungsgemäß die Sandkörner in zwei Teile teilen, in grobe und feine Körner. In den Wellen auf den Dünen findet man sehr häufig grobe Sandkörner hinter den Wellenbergen, d. h. im untersten Gebiet des Wellentales; dort ist die Windstärke geringer, sie ist imstande, den feinen Sand wegzutreiben, läßt aber den groben Sand liegen. Dies sieht man besonders häufig in den ganz kurzen Wellen (größeren Rippelmarken) in der Niederung, wo die Windstärke meist nicht gar zu groß ist.

Um die mittlere Größe dieser groben und feinen Sandkörner festzustellen, habe ich von beiden Arten eine Zahl der Körner abgewogen und ihr Volumen bestimmt.

Vom groben Sand hatten 210 Stück ein Gewicht von 0·8 g, 11 g hatten ein Volumen von 4 cm^3 . Somit beträgt das Gewicht eines Teilchens 0·00381 g, das Volumen $1·43 \text{ mm}^3$, das spezifische Gewicht 2·66. Nimmt man an, daß ein Sandkorn angenähert die Form eines Würfels habe, so ist die Seite des Würfels $1 \text{ } 13 \text{ mm}$.

Der feine Sand war schwerer auszumessen; 2500 Stück hatten ein Gewicht von 0·1 g. Somit war das Durchschnittsgewicht eines Sandteilchens $4 \cdot 10^{-5} \text{ g}$; mit Hilfe des spezifischen Gewichts ergab sich das Volumen zu $0·015 \text{ mm}^3$, für einen Würfel beträgt somit die Seitenlänge $0·2466 \text{ mm}$ im Durchschnitt. Zur Sicherheit wurde nochmals in größerem Umfang das spezifische Gewicht bestimmt und ergab fast genau den oben genannten Wert, nämlich 2·67.

Über die Größe der Luftbewegung nach aufwärts, welche ein Sandkorn in schwebender Lage halten kann, fand ich keine empirischen Feststellungen. Ich versuchte daher, meine im vorigen Jahr berechnete Gleichung der Aufstieggeschwindigkeit von Luftblasen im Wasser¹ für diese Frage zu verwenden.

Wenn ein Sandkorn in ruhender Luft (oder im Wasser) fällt, so bekommt es durch den Widerstand allmählich eine konstante Fallgeschwindigkeit. Die Größe dieser Fallgeschwindigkeit läßt sich unter der Annahme berechnen, daß das fallende Sandteilchen eine lebendige Kraft der Luftteilchen hervorruft, die fortwährend beim Fallen des Sandkornes um das Korn herum von unten nach oben strömen müssen. Bei konstanter Fallgeschwindigkeit wird die potentielle Energie von Sand

¹ Physikal. Zeitschr., 28. Jahrg., 1927, p. 825.

samt Luft verkleinert und diese Verkleinerung liefert die Größe der lebendigen Kraft. Wenn wir annehmen, daß ein Sandkorn die Form eines Zylinders hat, wobei die Basis desselben horizontal steht und r der Radius, h die Höhe des Zylinders, somit das Volumen $V = r^2 \pi h$ ist, so wird die Abnahme der potentiellen Energie beim Fallen des Sandzylinders um die Höhe h den Wert haben $V(\rho_s - \rho) h g$; hier bedeutet ρ_s die Dichte des Sandes, ρ die der Luft (oder des Wassers), g die Schwere. Ist v die Geschwindigkeit der Luft (oder des Wassers) beim Umströmen um den Zylinder, so ist somit

$$V(\rho_s - \rho) h g = \frac{V \rho v^2}{2} \quad v = \sqrt{2 h g \frac{\rho_s - \rho}{\rho}}$$

Die Strömungsgeschwindigkeit der Luft oder des Wassers ist größer als die Fallgeschwindigkeit des Sandes, da die Flüssigkeit beim Fallen des Sandes um die Höhe h den Weg $2r + h$ durchlaufen muß. Somit ist die Fallgeschwindigkeit des Sandes v_s im Verhältnis zu der Bewegung der Luft (oder des Wassers) gegeben zu

$$v_s = v \frac{h}{2r + h}$$

Die Fallgeschwindigkeit des Sandes ist somit

$$v_s = \frac{h}{2r + h} \sqrt{2 h g \frac{\rho_s - \rho}{\rho}} \text{ m/sec.}$$

Wenn wir nun keine ruhende Luft annehmen, in welcher der Sand mit konstanter Geschwindigkeit fällt, sondern eine aufwärts gerichtete Strömung, welche den Sand in Schwebelage hält, so ist v_s zugleich die vertikale Strömungsgröße, die wir kennen lernen wollten. Nach obiger Formel hängt somit v_s von der Größe und Form des Sandkornes ab und vom spezifischen Gewicht des Sandes und der Flüssigkeit.

Wir wollen zunächst die Größe von v_s für Sand im Wasser berechnen, weil hierfür empirische Ergebnisse in einer Arbeit von H. Krey¹ zu finden sind; damit läßt sich ein Urteil bilden, ob die hier abgeleitete Gleichung richtig ist.

Setzen wir also $\rho_s = 2 \cdot 67$, ρ (für Wasser) = 1, $g = 9 \cdot 8$, so wird nach obiger Formel:

$$v_s = 5 \cdot 721 \cdot \frac{h}{2r + h} \sqrt{h}$$

Wenn wir, wie oben angegeben ist, das Volumen für feine Körner zu $0 \cdot 015 \text{ mm}^3$, für grobe Körner zu $1 \cdot 43 \text{ mm}^3$ annehmen,

¹ Widerstand von Sandkörnern und Kugeln bei der Bewegung im Wasser. Mitteil. d. Versuchsanstalt f. Wasserbau und Schiffbau in Berlin, Heft 1, 1921.

so können wir für Zylinder verschiedener Form die Größen r und h aus den Volumina feststellen und somit die Werte v_s berechnen. Ich verwende hierzu drei Zylinderformen, und zwar $r = \frac{h}{2}$ (also vertikaler

Querschnitt als Quadrat), $r = h$ (Durchmesser der Basis in horizontaler Lage doppelt so groß als die Dicke des Zylinders) und $r = 2h$. Im letzteren Fall ist das Sandkorn einer horizontal schwebenden Scheibe ähnlich, dessen Durchmesser viermal so groß ist als die Dicke h .

Unter diesen Umständen ergeben sich folgende Werte von h für feine und grobe Körner und sonach aus obiger Formel folgende Fallgeschwindigkeiten des Sandes im Wasser:

Fallgeschwindigkeit von Sand in Wasser.

$r = \frac{h}{2}$		$r = h$		$r = 2h$	
feiner Sand	grober Sand	feiner Sand	grober Sand	feiner Sand	grober Sand
$h = 0.267$	1.22	0.168	0.769	0.106	0.485 mm
$v_s = 4.68$	10.01	2.47	5.29	1.18	2.52 cm/sec

Die Größen v_s werden natürlich immer geringer, je flacher das Sandkorn wird. Die groben Sandteilchen, deren Gewicht fast 100mal so groß ist als das der feinen, haben bei gleicher Form wie die letzteren nur etwas mehr als doppelt so große Fallgeschwindigkeit.

H. Krey hat die Fallgeschwindigkeit von Sandteilchen in einem Wasserrohr gemessen. Bei einem mittleren Durchmesser von Quarzsand im Betrage von 0.345 mm fand er als Mittelwert von v_s 4.8 cm/sec, bei einem Durchmesser von 0.19 mm v_s zu 2.87 cm/sec. Das spezifische Gewicht betrug 2.5 bis 2.6. Die Rechnungen scheinen also der Größenordnung nach ziemlich gut mit den Messungen von Krey übereinzustimmen.

Demnach rechne ich im folgenden nach der gleichen Methode die Fallgeschwindigkeit des Sandes in der Luft aus, die sonach wahrscheinlich in der Größenordnung mit der wirklichen Geschwindigkeit übereinstimmen dürfte, obwohl, wie gesagt, hierüber keine Messungen bestehen.

In der Formel für v_s hat man für die Luftdichte den Wert $\rho = 1.293 \cdot 10^{-3}$ einzusetzen. Sonach wird für die Zylinderform der Sandkörner, die oben angegeben wurde,

$$v_s = 201.2 \frac{h}{2r+h} \sqrt{h} \text{ m/sec.}$$

Bei denselben drei Zylinderformen ergeben sich folgende Werte von h und v_s :

Fallgeschwindigkeit von Sand in Luft.

$r = \frac{h}{2}$		$r = h$		$r = 2h$	
feiner Sand	grober Sand	feiner Sand	grober Sand	feiner Sand	grober Sand
$h = 0.267$	1.22	0.168	0.769	0.106	0.485 mm
$r = 1.64$	3.51	0.870	1.86	0.414	0.886 m/sec

Diese Fallgeschwindigkeitswerte sind natürlich identisch mit den nach aufwärts gerichteten Luftgeschwindigkeiten, welche den Sand in Schwebelage halten.

In Luft braucht sonach der Sand der Größe nach eine viel stärkere vertikale Strömung, um zu schweben, als in Wasser. Es kommen hier für feinen Sand vertikale Geschwindigkeiten von $\frac{1}{2}$ bis $1\frac{1}{2}$ m/sec in Betracht, für gröberen Sand 1 bis 3 m/sec. Freilich ist es nicht bekannt, welcher Form ($r = \frac{h}{2}$, $r = h$, $r = 2h$)

die Sandkörner am meisten angepaßt sind. Aber naturgemäß wird das Sandkorn sich in der Schwebelage meist so stellen, daß die Breite horizontal liegt. Ich möchte daher die Formen $r = h$ und $r = 2h$ als die wahrscheinlichsten betrachten und als Durchschnittswert der vertikalen Luftströmung für das Schweben des feinen Sandes eine Größe von $v_s = \frac{1}{2}$ bis 1 m/sec annehmen. Für den gröberen Sand ist eine vertikale Strömung von 1 bis $1\frac{1}{2}$ m/sec zu erwarten. Wenn wir das Aufwehen des Sandes durch den Westwind am Aufstieg der Düne betrachten, wobei der Hang ungefähr unter 8° gegen den Horizont liegt, so ist die vertikale Komponente des Windes v als $v \sin 8^\circ = 0.14 v$ anzunehmen. Da bei einer Windstärke von etwa 7 m/sec der Sand geweht zu werden beginnt, so hat die vertikale Komponente dort einen Wert von 0.98 m/sec. Der Größenordnung nach stimmt diese vertikale Komponente mit der berechneten Größe v_s überein.

5. Sandwellen auf der Düne.

In der obenerwähnten Arbeit »Über Dünen und Sandwellen« habe ich schon einige Bilder der Wellen auf der Düne dargestellt. Im folgenden werden einige neue Bilder angeführt und einige Abmessungen der Wellen hinzugefügt.

Wir wollen die verschiedenen beobachteten Wellen nach ihrer Länge unterscheiden, um einige Einzelheiten dieser Erscheinungen geordnet darstellen zu können.

Die kürzesten Sandwellen (Rippelmarken), von denen eine schöne, ganz kurze Form in Abb. 1 ganz vorne zu sehen ist, findet man stets auf der Dünenhöhe, offenbar dort, wo der durch die Erhebung des Bodens verstärkte Wind ziemlich genau horizontal verläuft. Abb. 1 stellt, von Norden gegen Süden, also längs der Kurischen Nehrung, eine Dünenspitze, genauer gesagt den Beginn

eines hohen Dünenkammes dar, der knapp südlich von der litauischen Grenze mit einer Höhe von 60 *m* über dem Meere beginnt und bis Pillkoppen läuft. Auf der linken Seite der Abb. 1 liegt der Abfall zum Kurischen Haff, rechts der Abfall zur Ostsee. Der Westwind erzeugt auf der Dünenhöhe, die hier, wo die Photographie aufgenommen wurde, nicht besonders hoch ist, sehr klare, schmale Rippelmarken. In einer Entfernung von 50 *m* gegen Osten, also links von dem ersten Platz, wurde eine zweite Aufnahme der Dünenspitze gemacht, und zwar zu photogrammetrischen Zwecken. Dabei findet sich nun in Abb. 2 im Vordergrund eine andere Art der Rippelmarken, etwa doppelt so lang und nicht so regelmäßig geordnet. Die beiden Photographien sind rasch hintereinander gemacht worden. Es ist somit auf der Höhe der Düne zur selben Zeit rechts (Abb. 1) eine kleinere Wellenlänge als links (Abb. 2), wobei der linke Ort etwas gegen die Abfallseite in der Windrichtung liegt. Bei der späteren Erklärung über diese Wellenbildungen mittels der Luftwalzen wird es verständlich, daß die Wellenlänge auf der Abfallseite etwas größer ist als in der Höhenlage.

Abb. 3 zeigt vor einem kleinem Barchan (Sicheldüne) knapp vor dem photographischen Aufnahmepplatz eine Anzahl von Rippelmarken mit noch etwas größerer Wellenlänge. Dieses Gebiet der Rippeln liegt natürlich auf der Ostseite des Barchans und ist durch Westwind erzeugt worden. Der dunkle Streifen unterhalb der Höhe des Barchans zeigt deutlich den scharfen Abfall. Wir haben also im Gebiet dieser Rippeln eine geringere Windstärke anzunehmen, oben auf dem Kamm eine stärkere. In diesem Wellental einer Sicheldüne findet man gewöhnlich grobe Sandkörner auf den oberen Kanten der kleinen Rippeln. Sie werden durch den geschwächten Wind nicht weitergetragen, sondern bleiben liegen und nur der feine Sand wird fortbewegt. Dementsprechend findet man nach einem Regen in den Wellentälern der Barchane oder der großen Wellen auch immer feuchten, dunkel aussehenden Sand, während der durch die Luftbewegung rasch getrocknete, weiße Sand auf den Wellenbergen zu finden ist.

Abb. 4 zeigt noch ähnliche Rippeln wie Abb. 3, und zwar wieder auf der Talseite eines starken Barchans. Hier ist der Boden naß gewesen und wenig getrockneter Sand wurde über ihn geweht, so daß statt der längeren Rippelwellen oftmals ganz kleine Sicheldünen entstanden sind. An einigen Punkten ganz vorne der Abb. 4 sieht man in den kleinen Dimensionen ganz ähnliche Sichelformen, wie sie der große Barchan selbst besitzt.

Abb. 5 zeigt schließlich noch etwas vergrößerte Rippelmarken, deren Wellenlänge etwa 1 *m* beträgt. Diese Aufnahme stammt von dem unteren Gebiet der westlichen Aufstiegsseite der Düne. Der Westwind treibt den Sand von der Niederung aufwärts und hier sowohl wie in mehr flachen aber auch niedrigen Gebieten der Düne sind die Rippellängen größer als in der Höhe. Auch ist in diesen Gebieten oft sehr deutlich nur grober Sand zu sehen, der feinere

wird aus der Niederung durch den schwächeren Wind abgeblasen. Die Sphinxform im Hintergrund der Abb. 5 stellt einen Körper von festerem Sand dar, der sich seit 2 Jahren aus der Düne ziemlich stark erhoben hat, weil der weichere Sand abgetrieben wurde.

In meiner ersten Arbeit habe ich angegeben, daß Wellen von 0·1 *m*, 1 *m* und 10 bis 20 *m* auf den Dünen vorkommen. Im heurigen Jahre habe ich eine große Zahl von noch größeren Sandwellen abgemessen. Sie liegen meist auf dem höheren Gebiet der Düne, sind der Länge nach oft abhängig von der Höhe der Wellenberge und werden meist durch hellere und dunklere Streifen festgestellt, wenn zeitweise Regen auf die Düne fällt. Die helleren Streifen sind die Wellenberge, von der Luvseite (bei Westwind von der Westseite) aus gesehen, die dunkleren sind die Wellentäler, d. h. die Gebiete mit feuchterem Sand hinter den Wellenbergen. Ein solches Bild zeigt Abb. 6, auf der Dünenhöhe gegen Osten photographiert. Ein gegen Westen aufgenommenes Bild gibt Abb. 7; hier bemerkt man hauptsächlich die steileren Abfälle auf der Leeseite, die mitunter, wenn der Wellenberg hoch wird, geradezu ebene Abfälle von 30° wie ein Barchan haben. Eine ähnliche Reihe von kleinen Wellenabstürzen gegen Lee ist in Abb. 8 zu sehen, wo die Aufnahme vom Flachland östlich der Düne gemacht wurde. Einen doppelten Steilabfall zeigt Abb. 9, gleichfalls vom östlichen Flachland aus aufgenommen. Schließlich sei noch auf die Bilder in meiner Arbeit der Geografiska Annaler aufmerksam gemacht, wo etwas kürzere Wellen sehr zahlreich zu sehen sind (Fig. 6, 7 und 8 jener Arbeit).



Fig. 3.

Um die Größe dieser längeren Wellen näher kennenzulernen habe ich zu verschiedenen Zeiten auf der Dünenhöhe und am höheren Anstieg von Westen aus die aneinanderliegenden Wellen ausgemessen, und zwar den Abstand von einem Wellenberg bis zum nächsten, das ist die Wellenlänge, sowie die Höhendifferenz zwischen dem Wellental und dem Wellenberg. Eine schematische Form solcher Wellen im Querschnitt ist in Fig. 3 angegeben.

An den höchsten Punkten *A* und *B* der Wellen wurden Pfähle aufgestellt, und zwar mit 1 *m* Höhe. An dem dazwischenliegenden tiefsten Punkt *C* wurde eine längere Stange aufgestellt; beim Visieren von *A* nach *B* konnte sohin die Höhendifferenz des Punktes *C* gegenüber der Strecke *AB* leicht ausgemessen werden.

Ich teile im folgenden die Ergebnisse mit, und zwar handelt es sich um 5 Reihen, deren jede eine Anzahl von aneinanderliegenden Wellen enthält.

Tabelle 3.

A. 6 Wellen, von der Ostgrenze der Dünenhöhe gegen Westen durchgemessen, und zwar ziemlich weit hinab, nahe zum westlichen Flachland.

Wellenlänge	Wellenhöhe	Anmerkung
106 <i>m</i>	4·5 <i>m</i>	Barchan, ziemlich horizontale Lage
47·7	0·18	vom Barchan westlich
48·4	1·14	schwacher Abfall
48·8	0·72	kleine Welle
59·0	1·28	Abfall
77·1	0·54	Abfall nahe zur Niederung

B. 4 Wellen, von Osten (Dünenhöhe) gegen Westen zum Abfall gemessen.

Wellenlänge	Wellenhöhe	Anmerkung
82 <i>m</i>	1·85 <i>m</i>	
45·7	0·96	sehr deutliche, schwache Welle
43·0	1·16	kleine, schwache Welle, sehr deutlich
51·6	0·35	Abfall gegen W

C. 4 Wellen, von Westen gegen Osten gemessen, auf der Dünenhöhe.

Wellenlänge	Wellenhöhe	Anmerkung
69·7 <i>m</i>	1·80 <i>m</i>	kleiner Barchan, gegen E abfallend
72·4	1·55	kleine Welle, etwas abfallend gegen E
41·0	0·77	Anstieg gegen E
54·2	1·55	Barchan, geringer Abfall gegen E

D. 2 Wellen, von Osten gegen Westen gemessen, auf der Dünenhöhe.

Wellenlänge	Wellenhöhe	Anmerkung
49 <i>m</i>	1·47 <i>m</i>	schwacher Barchan
76	1·16	Abfall gegen W

E. Wellen, von der Ostseite der Dünenhöhen gegen SW gemessen.

Wellenlänge	Wellenhöhe	Anmerkung
67 <i>m</i>	1·73 <i>m</i>	Anstieg von E gegen W
58·5	1·00	» »
39·4	0·54	schwache, horizontale Welle
66·5	0·97	schwache Welle
52·7	0·90	geringer Abfall gegen SW
44·7	0·84	»
61	0·45	sehr flacher Abfall gegen SW

Eine einfache Regelmäßigkeit dieser Wellen besteht schon aus dem Grunde nicht, weil auf der Düne die Windrichtung immer wieder wechselt. Man kann daher nur durch Mittelwerte ein ungefähres Bild der Wellenart erhalten.

Wir stellen also die Fälle zusammen, welche eine Wellenlänge von je 10 *m* Unterschied gegeneinander haben, und berechnen für diese Fälle den mittleren Wert der Wellenhöhe *h* und das Verhältnis von *h* zur Wellenlänge λ .

Tabelle 4.

Wellengebiet	Zahl der Fälle	<i>h</i>	λ	$\frac{h}{\lambda}$
106 <i>m</i>	1	4·50 <i>m</i>	105 <i>m</i>	0·043
70—80	3	1·42	75	0·019
60—70	4	1·24	65	0·019
50—60	5	1·02	55	0·019
40—50	9	0·86	45	0·019

Der einzige Fall, wo die Wellenlänge über 100 *m* hinausging, betraf einen Barchan von sehr großer Tiefe. Am häufigsten sind die Wellen zwischen 40 und 50 *m* Länge, weniger häufig von 50 bis 60, noch seltener von 60 bis 70 und 70 bis 80 *m*. Die Wellenhöhen sind bei diesen Längen sehr verschieden; wenn man aber für verschiedene Wellenlängen die mittleren Höhen *h* ausrechnet, so bekommt man eine regelmäßige Abnahme der Höhe mit der Länge, so daß das Verhältnis $\frac{h}{\lambda}$ für diese 4 Wellenlängengebiete ganz konstant wird.

Dies ist eine auffallende Erscheinung. Es haben die großen Sandwellen auf den Dünen eine enge Beziehung der Wellenlänge zu ihrer Amplitude oder Höhe, das Verhältnis $\frac{h}{\lambda}$ ist angenähert $\frac{1}{50}$, d. h. die Wellenlänge ist 50mal so groß als die Wellenhöhe. Die Wellenhöhe ist also mit Veränderung der Wellenlänge verbunden, d. h. wenn z. B. durch starken Sandtransport die Welle erhöht wird (bei starkem Wind), so wird dadurch auch meist eine Verlängerung der Welle vor sich gehen. Diese Erscheinung dürfte darauf beruhen, daß nach stärkerem Anstieg der Luft über den Wellenberg auch das Herabsinken erst wieder in größerer Entfernung vor sich geht.

Die großen Sicheldünen haben nun allerdings häufig ein stärkeres Verhältnis $\frac{h}{\lambda}$ als dies hier im Mittel erschien. Es wird bekanntlich beim Auftreiben von Sand auf den Wellenberg allmählich auf der Leeseite ein Abrutschen des Sandes erfolgen; statt einer runden Abfallskurve, die in niedriger Welle regelmäßig erscheint; entsteht bei hohem Wellenberg schließlich ein geradliniger Abfall von 30° Hinter diesem Abfallgebiet tritt sehr wenig Wind von der Luvseite auf, so daß hier kein Sand mehr auf die größere Bodestrecke getragen wird und die Höhendifferenz somit immer mehr zunimmt. Das ist bei den Barchanen und ebenso bei den steilen

Dünenwellen der Fall. Im Anfang, solange die Welle sich ausbildet,

ist also der Wert $\frac{h}{\lambda}$ kleiner. Andererseits werden die steilen Dünen-

wellen wieder durch Winde anderer Richtung aus ihrer normalen Form gebracht, d. h. ihre Amplitude verkleinert. Jedenfalls stehen die Wellenlängen des Sandes und ihre Amplituden im Durchschnitt in einer engen Beziehung zueinander.

Die hier besprochenen Wellen des Sandes entsprechen den Wellen an der Wasseroberfläche, d. h. die Wellenkämme stehen quer zur Windrichtung (Querwellen). Auf den Dünen erkennt man häufig auch andere Wellen; sie liegen wie die früheren in vertikaler Richtung, d. h. es bestehen Wellenberge und Wellentäler, aber die Kammrichtung fällt mit der Windrichtung zusammen (Längswellen). Ein Beispiel für solche meist schwache Wellen findet man auf Abb. 1, und zwar auf der rechten Seite im Rippelmarkengebiet, ein zweites für etwas stärkere Wellen ist in Abb. 10 zu sehen. Dieses Bild zeigt den Kamm auf der Düne südlich von Pillkoppen; rechts liegt der geringe Anstieg von Westen, links der steile von Osten. Auf dem Kamm bilden sich mitunter kleine Höhenkuppen nebeneinander durch Westwind; wenn nun ein heftiger Ostwind (von links her) auftritt, so wird hinter den kleinen Kuppen der Sand liegenbleiben, in den Streifen zwischen zwei Kuppen aber der Sand von Osten her hineingetragen, so daß in der Richtung Ost-West Wellenkämme entstehen.

Die Kuppen, die für die Entstehung dieser Längswellen nötig sind, bilden sich in ganz beliebigen Dünengebieten auf eine leicht verständliche Weise. Bei einem ursprünglichen Wind entstehen Querwellen. Tritt nun ein Wind unter zirka 90° Richtungsdivergenz auf, so bildet dieser neue Querwellen in 90° Richtung zu den früheren. Hiedurch entstehen an den ersten wellenartigen Formen nun Kuppen und Einsenkungen, die die Längswellen ermöglichen.

Schließlich sei noch eine dritte Art von Sandwellen erwähnt, und zwar Horizontalwellen; die Extreme liegen nicht nach oben und unten, sondern im Bodenniveau. Abb. 11 zeigt eine solche Horizontalwelle mit einer Wellenlänge von etwa 60 m. Diese Erscheinungen treten ziemlich selten auf, es handelt sich hier um eine Bildung durch zwei entgegengesetzte Windrichtungen. Ursprünglich hat der Westwind (von rechts, Abb. 11) auf der Dünenhöhe Sicheldünen erzeugt. Man sieht den Steilabfall auf die Dünenplatte mit zwei nach links vorstoßenden Spitzen. Dann ist starker Ostwind (von links) aufgetreten, der den Sand am Steilabfall hinaufblies und oben eine neue Kante durch diesen Sandtransport erzeugte. Diese Kante liegt natürlich ziemlich parallel der Sicheldünenform, sie bildet aber eine seltsam scharfe Horizontalwelle. Ähnliche Wellen in horizontaler Fläche beobachtet man oft an den Ufern des Haffs und auch an den Ufern der Flüsse. Aber es ist noch sehr fraglich, ob diese horizontalen Sandwellen im

Wasser aus gleicher Ursache entstehen wie die oben erwähnte Dünenwelle.

Über die Form der Dünenwellen will ich schließlich noch eine photogrammetrische Aufnahme hier darstellen. Solche Aufnahmen



Fig. 4.

waren ursprünglich zur Vermessung der Dünenänderung durch Windstrom gedacht. Dies ist bisher nicht gelungen, da ich einerseits den photogrammetrischen Apparat nur für kurze Zeit zur Verfügung hatte und andererseits die Aufnahmen auf der Düne wegen der gleich-

mäßig gefärbten und durch wenige Punkte bezeichneten Sandflächen schwer zur Auswertung zu bringen waren. Der Aufnahmegerät wurde mir von Geheimrat Professor Finsterwalder in München geliehen, die Auswertung der Plattenaufnahmen geschah im österreichischen Bundesamt für Vermessungswesen; es sei mir erlaubt, auch an dieser Stelle für diese beiden gütigen Hilfeleistungen meinen Dank auszusprechen.

Die Aufnahme der Dünenformen gelang auch nur in wenigen Fällen. In Fig. 4 ist eine Zeichnung der Isohypsen und der Kante des Dünenkammes gegeben, die sich auf die hohe Dünenspitze der Abbildungen 1 und 2 bezieht. In dieser Zeichnung sieht man die Isohypsenform zweier tiefer Wellen auf der Westseite des Kammes, die in den genannten photographischen Abbildungen erkennbar sind. Auf der Ostseite des Kammes bemerkt man den steilen Abfall nahe der Spitze (P_1), auf der Nord- und Westseite ist der Abfall viel geringer (die Aufnahme erfolgte auf der unteren Seite der Fig. 4).

Die photogrammetrischen Ergebnisse sind sonach noch sehr mangelhaft; vielleicht kann aber dies eine, einfache Bild eine Anregung zu künftigen besseren Aufnahmen geben.

6. Bildung der Sandwellen durch Luftwalzen.

Die Sandverschiebung durch Wind ist natürlich als eine Reibungserscheinung zu betrachten. Wenn Luft oder Flüssigkeit über

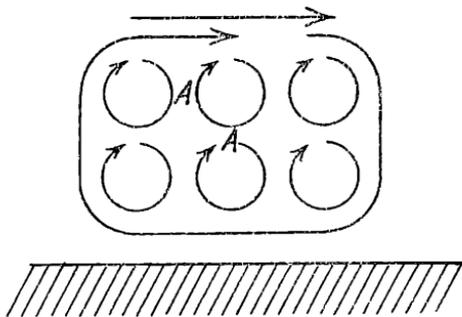


Fig. 5.

einen rauhen Boden strömt, so werden die einzelnen benachbarten Flüssigkeitsteilchen eine Wirbelbewegung durch das Zurückhalten der Strömung auf der Bodenseite bekommen. Diese kleinen Wirbel werden bei ebener Bodenform bestehen bleiben, obwohl zwei benachbarte kleine Wirbel mit ihrer Strömungsrichtung aneinander Reibung ausüben. Diese innere Reibung der kleinen Teilchen (Fig. 5 an den Stellen A) liefert eine Tendenz zur Vergrößerung der kleinen Wirbel, d. h. zu einem Zusammenschließen mehrerer kleiner zu einem größeren Wirbel, der eine Walze über dem Boden bildet, auf welcher die Flüssigkeit oben rascher strömt. Solche Bodenwalzen werden auf ganz ebenem Boden wohl nur in kleinem Maßstab auftreten und sich, ähnlich wie das Rad eines Wagens, in der Strömungsrichtung fortbewegen. Durch die Reibung an der Grenze zwischen

der einen Walze und der seitlichen anderen wird wieder die Tendenz zu einer Vereinigung mehrerer Walzen in eine größere Form vorhanden sein, d. h. die innere Reibung sucht eine dauernde Vergrößerung der Walzen; bei ebenem Boden und gleichmäßiger Strömung ist keine Bedingung gegeben, wo die Grenze zwischen zwei Walzen sich bildet und liegenbleibt; wenn aber durch die entstandenen Walzen der Boden sich ändert, und zwar zur Wellenform, dann werden die Walzen an diesen ursprünglichen Orten liegenbleiben, sich also nicht dauernd mit der Flüssigkeit weiterbewegen.

Zwischen zwei Walzen, die durch die Strömungsrichtung eine Rotation in gegebenem Sinne erhalten, bildet sich öfters eine Gegenwalze, d. h. eine Walze mit umgekehrter Rotation. Dies geschieht durch die Reibung, welche die beiden Strömungen der nebeneinanderliegenden Walzen auf die dazwischenliegenden Massen ausüben (Fig. 6). Freilich sind diese Gegenwalzen in ihrer Intensität und Ausdehnung stets kleiner als die Hauptwalzen; dies wurde in Fig. 6

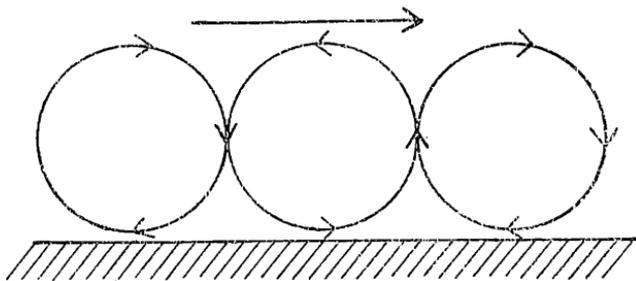


Fig. 6.

nicht dargestellt, es sollte zunächst nur die Rotationsrichtung hier angegeben werden. Wenn nun zu diesem Schema der Rotation eine der Strömung der Flüssigkeit entsprechende Lineargeschwindigkeit hinzukommt, wie dies in Fig. 6 der obere Pfeil andeutet, dann wird die linke und rechte Walze verstärkt, die mittlere geschwächt, wie dies oben schon für die mittlere Gegenwalze erwähnt ist. Wir können uns daher eine solche Walzenbewegung durch zwei Strömungsarten zusammenstellen, 1. durch die Rotationsströmung nach Fig. 6 mit Wirbel und Gegenwirbel gleicher Intensität und 2. durch die lineare Strömung längs dem Boden.

Ich gebe im folgenden eine mathematische Darstellung dieser beiden Strömungsarten; werden sie zusammengesetzt, so ergibt sich ein Schema der Flüssigkeitsbewegung, die längs dem Boden verläuft und zugleich Walzen durch Reibung erzeugt. Auf diese Weise läßt sich ein Bild der Entstehung der Sandwellen finden, indem die Walzen an ihrem rückwärtigen Ende (in der Richtung der Strömung) Bewegungen der Luft vom Boden weg, an ihrem vorderen Ende zum Boden herab erzeugen, wodurch beim Aufstieg der Luft Sand in die Höhe getragen wird, beim Abstieg nicht. Die Achsen dieser Walzen liegen natürlich horizontal. Durch ganz die gleichen Walzen

des Wassers werden sich auch die Sandwellen in den Ufergebieten des Meeres und in den Flüssen entfalten.

Bei der Suche nach einer Formel für die Walzen ging ich von der bekannten Gleichung einer Oberflächenwelle aus. Bei der Meereswelle nimmt man am Boden des Meeres die vertikale Geschwindigkeit zu Null an, nach oben nimmt sie immer mehr zu und es ist keine obere Grenze der vertikalen Geschwindigkeit gegeben. Wenn eine Luftmasse über das Meer strömt, dann hätten wir in einiger Höhe in der Luft nur horizontale Bewegung anzunehmen und bis zur Meeresoberfläche herab Zunahme der vertikalen Komponente; von hier aus im Wasser weiter herab wieder Abnahme der Komponente bis zum Boden des Wassers. Diese Art einer Wellenbewegung an der Grenze von zwei Flüssigkeiten, verursacht durch Reibung, ist, wie es scheint, noch nicht für beide Teile zusammen genügend theoretisch berechnet worden. Man benützt für die Oberflächenwelle meist Gleichungen folgender Art:

$$u = A \sin \alpha x (e^{\alpha(b-y)} + e^{-\alpha(b-y)})$$

$$v = A \cos \alpha x (e^{\alpha(b-y)} - e^{-\alpha(b-y)})^1$$

Für $y = b$ ist eine Grenzlage der Bewegungen gegeben; dort wird $v = 0$, b entspricht der Bodenlage der Flüssigkeit. Verändert sich y gegen Null oder zu negativen Werten, dann wird für diese Orte v immer größer, es tritt also keine Grenze im oberen Gebiet, z. B. in der Luft über dem Wasser, ein.

Ich versuchte nun, neben der unteren Grenzebene, wo die vertikale Bewegung Null sein muß, auch eine obere Grenzebene einzuführen; das hat den Zweck, einerseits die gemeinsame Wellenbewegung von Luft und von Wasser darunter zu berechnen, andererseits die Wellenform der Windbewegung an der Bodengrenze der Düne festzustellen, weil wir den Sand als eine bewegliche Masse ansehen dürfen. In beiden Fällen nehme ich für $y = b$ eine obere Grenze, für $y = -b$ eine untere Grenze der vertikalen Bewegung an, so daß also die zwischen der Höhe $+b$ und $-b$ strömenden Massen in ihrem Inneren Wellenbewegungen haben können, aber an der oberen und unteren Grenze ganz horizontal strömen müssen.

Eine Lösung für v ergibt sich, im Anschluß an die oben erwähnte Gleichung der Oberflächenwelle, in folgender Form:

$$v = A \cos \alpha x [e^{2\alpha b} - e^{-2\alpha b} - (e^{\alpha(b+y)} - e^{-\alpha(b+y)}) - (e^{\alpha(b-y)} - e^{-\alpha(b-y)})].$$

Für $y = b$ wie für $y = -b$ wird $v = 0$.

Aus der Kontinuitätsgleichung

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0$$

¹ Hier bedeutet u die x -Komponente (horizontal), v die y -Komponente (vertikal) der Flüssigkeitsbewegung, α und A zwei Konstanten.

läßt sich mittels des v -Wertes dann der neue u -Wert berechnen und ergibt:

$$u = A \sin \alpha x [e^{\alpha(b+y)} + e^{-\alpha(b+y)} - (e^{\alpha(b-y)} + e^{-\alpha(b-y)})]$$

Diese Formeln liefern nicht wie bei der oben angegebenen Oberflächenwelle ein Geschwindigkeitspotential; es sind Wirbelbewegungen enthalten, die ja — bei dem Versuch, Walzen darzustellen — auch zu erwarten sind.

Bezeichnet man mit ψ die Gleichung der Strömungskurve, also

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x},$$

so ergibt sich hierfür folgender Wert:

$$\psi = \frac{A}{\alpha} \sin \alpha x [c^{2\alpha} b - e^{-2\alpha b} - (e^{\alpha(b+y)} - e^{-\alpha(b+y)} - (e^{\alpha(b-y)} - e^{-\alpha(b-y)})]$$

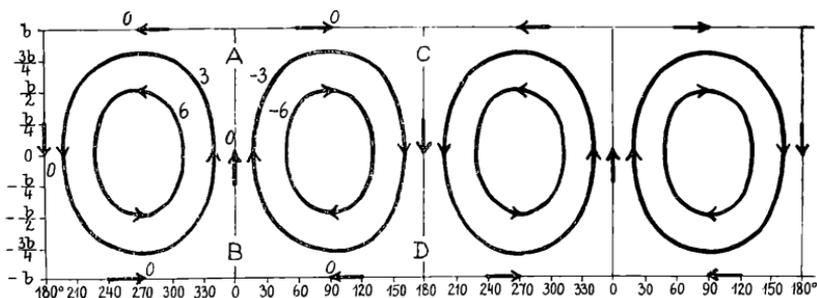


Fig.

Wenn wir hier den ψ -Wert für verschiedene Punkte (x, y) berechnen und diese Werte in ein Koordinatensystem eintragen, so können wir für jeden einzelnen ψ -Wert eine Kurve aufzeichnen, die somit eine Strömungslinie gibt. Eine derartige Zeichnung der Strömungskurven ist in Fig. 7 dargestellt, und zwar für zwei Wellenlängen, um die periodische Bewegung durch zwei gleiche, aneinandergereihte Kurvensysteme noch verständlicher zu machen.

Es zeigt sich also aus dieser Gleichung ψ die obenerwähnte Walze und Gegenwalze (wie Fig. 6). Für $y = b$ (obere Grenze) und $y = -b$ (untere Grenze) besteht nur horizontale Bewegung, im Inneren auch vertikale, und zwar in abwechselnder Weise nach auf- und abwärts. Auch die horizontale Bewegung wechselt nach links und rechts. Im Gebiet A ($\alpha x = 0$) strömt die Flüssigkeit nach aufwärts und teilt sich oben nach rechts und links, d. h. es entsteht eine Divergenz und also Verringerung der Geschwindigkeit. Im Gebiet B steigt die Flüssigkeit nach aufwärts und konvergiert, so daß die vertikale Bewegung zunimmt. Hier kann naturgemäß

durch die Walzen eine Hebung der unteren Masse (Wasser unter Luft oder Sand unter Luft) entstehen. Im Gebiet C, D ist Abwärtsbewegung.

Zu diesen Bewegungskomponenten u, v , die Walzen liefern, fügen wir nun eine horizontale Komponente u_0 hinzu, welche die Strömung der Flüssigkeit oberhalb des Bodens $y = -b$, d. h. den Wind über dem Sandboden darstellt. Da durch die Reibung am Boden die Windgeschwindigkeit nach oben zunimmt, wollen wir die horizontale Strömung als lineare Funktion von y ansetzen, also $u_0 = m + ny$, wo m und n Konstante sind.

Wir bezeichnen im folgenden die Funktionen von y , die in der Walzenbewegung vorkommen, mit

$$f(y) = e^{2\alpha b} - e^{-2\alpha b} - (e^{\alpha(b+y)} - e^{-\alpha(b+y)}) - (e^{\alpha(b-y)} - e^{-\alpha(b-y)})$$

$$F(y) = e^{\alpha(b+y)} + e^{-\alpha(b+y)} - (e^{\alpha(b-y)} - e^{-\alpha(b-y)});$$

sonach ist die ursprüngliche Walzenbewegung gegeben durch $u = A \sin \alpha x \cdot f(y)$, $v = A \cos \alpha x \cdot F(y)$. Setzen wir nun den Wert u_0 hinzu, so wird:

$$u = m + ny + A \sin \alpha x \cdot f(y),$$

$$v = A \cos \alpha x \cdot F(y).$$

Aus der Formel

$$-\frac{\partial \phi}{\partial y} = u = m + ny + A \sin \alpha x \cdot f(y)$$

folgt durch Integration:

$$\phi = M - my - \frac{ny^2}{2} + B \sin \alpha x \cdot f(y),$$

wobei $B = \frac{A}{\alpha}$. Der Wert M kann als Konstante angenommen

werden. Wenn man $v = \frac{\partial \phi}{\partial x}$ berechnet, so erhält man den oben

angegebenen Wert für v . ϕ hat für jede Strömungslinie einen bestimmten Wert. Nennen wir die beiden Konstanten einer Strömungslinie $M - \phi = C$, so erhalten wir

$$C = m_y + \frac{ny^2}{2} - B \sin \alpha x \cdot f(y).$$

Nun kann für jeden Ort x, y der C -Wert berechnet und hieraus Kurven für verschiedene C -Werte graphisch ausgezogen werden (die Formel $f(y)$ bietet nicht die Möglichkeit, y als Funktion von x sicher auszurechnen).

Die in der letzten Gleichung enthaltenen Konstanten müssen für die Frage der Sandwellen nach den Beobachtungsergebnissen angenähert festgestellt und in die Gleichung eingesetzt werden. Wir wollen zunächst annehmen, daß u_0 am flachen Sandboden, d. h. an der unteren Grenze der Walze $y = -b$, den Wert Null habe. Dies ist etwas übertrieben, aber bei linearer Zunahme von u_0 nach oben gibt uns dies doch eine einfache Anschauung über die Windverteilung nach der Höhe. Es ist also

$$m - n b = 0, \quad m = n b.$$

Nehmen wir weiter an, u_0 habe in der Mitte der Walzenhöhe, also in der Mitte des Reibungsgebietes, den Wert 5 m/sec , so ist $m = 5$. Als Höhe der Walzen, beziehungsweise der Reibungsschicht setzen wir beispielsweise den Wert $2 b = 5 m$, also $b = 2.5 m$ ein. Somit ist $n = 2$, $m = 5$, für $y = b$ ist also $u_0 = 10 \text{ m/sec}$.

Die Größe α hat den Wert $\frac{2\pi}{\lambda}$, wobei λ die Wellenlänge der Walzenform ist. Um eine einfache Größe für das Produkt αb zu erhalten, das in den Funktionen $f(y)$ und $F(y)$ vorkommt, setzen wir, angeschlossen an die Messungen über die langen Wellen auf der Düne, der Größenordnung nach $\lambda = 2\pi \cdot 10 = 62.8 m$ ein, so daß $\alpha = 0.1$ und $\alpha b = 0.25$ wird.

Mittels dieser Größen α und b lassen sich zunächst die Funktionen $f(y)$ und $F(y)$ berechnen. Ich setze für y die Werte um je $b/4$ Unterschied von $+b$ bis $-b$ ein; so ergibt sich:

$y =$	b	$3 b/4$	$b/2$	$b/4$	0	$-b/4$	$-b/2$	$-3 b/4$	$-b$
$f(y) =$	0	0.014	0.024	0.030	0.032	0.030	0.024	0.014	0
$F(y) =$	0.256	0.192	0.126	0.064	0	-0.064	-0.126	-0.192	-0.256

Für die Vertikalbewegung der Walzen, die den Sand auf dem flachen Gebiet der Dünenhöhe aufwärtstragen müssen, ist der Größenordnung nach ein Maximalwert von etwa 1 m/sec einzusetzen. Da

$$v = A \cos \alpha x \cdot f(y) \text{ und } A = \alpha B,$$

erhalten wir an der Stelle $x = 0$ und $y = 0$, wo die vertikale Bewegung am größten (positiv) ist, für v_0 die Gleichung

$$1 \text{ m/sec} = 0.1 B \cdot 0.032.$$

Es ergibt sich somit $B = 312.5$.

Sonach hat die Gleichung für C die folgenden Konstanten:

$$C = 5 y + y^2 - 312.5 \sin \alpha x \cdot f(y).$$

Durch Berechnung der Werte C für x, y erhält man nun (Fig. 8) die verschiedenen Strömungslinien im Gebiet der Walzenhöhe. In Fig. 8

sind natürlich die Dimensionen nach x und y nicht im gleichen Maßstab eingestellt, von 0 bis 360° sollte die Entfernung $62 \cdot 8 \text{ m}$, in vertikaler Richtung die von $-b$ bis $+b$ nur 10 m repräsentieren. Die Stromlinien liegen also alle flacher als in Fig. 8, die Walzen im Gebiet von $\alpha x = 90^\circ$ sind nach der Berechnung als ganz flache, nicht kreisförmige Wirbel anzunehmen. Ich habe die Zeichnung aber doch mit einer Erhöhung der vertikalen Ordinate dargestellt, damit man die Ungleichheit der Strömungsgeschwindigkeit aus den Abständen der Stromlinien an verschiedenen Stellen beurteilen kann.

Im wesentlichen sehen wir direkt oberhalb der Walzen (90°) eine verstärkte, zwischen den Walzen (270°) eine verminderte Horizontalströmung im oberen Gebiet. Im unteren Gebiet, nahe dem Boden, ist umgekehrt unter 270° starker Wind, unter 90° geringer umgekehrter Wind. Bis zu 270° strömt also von hinten der Wind hinab, darauf bläst er schief aufwärts.

Wenn nun an einer Stelle flachen Sandbodens einmal eine solche Walzenbildung entsteht, so wird voraussichtlich vom Gebiet

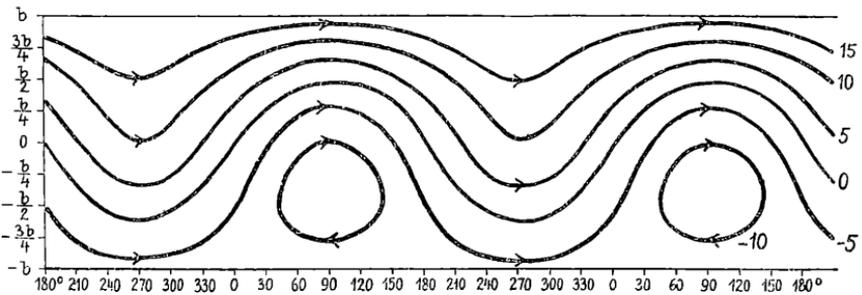


Fig. 8.

von 270° an der Sand aufwärtsgetragen, etwas dahinter, zwischen 240 und 270° , der Sandboden ausgeweht, so daß bei 270° ein Wellental entsteht und danach, bis etwa 30° , ein Wellenberg zustande kommt. Hinter dem Wellenberg wird die Walze mit ihrer unteren Gegenströmung liegenbleiben, es muß also keine dauernde Walzenwanderung erfolgen, wie bei einer Flüssigkeitsbewegung ohne Bodendeformation. Durch das Stehenbleiben der Walze an den gewissen Abszissenpunkten wird der begonnene Wellenberg weiter erhöht, das Wellental weiter erniedrigt, so daß durch länger wehenden Wind sich die Bodenwellen in ihrem Höhenunterschied weiter verstärken. Der Effekt dieser Walzenbewegung, zusammen mit der Horizontalbewegung der Luft dürfte also die in Fig 9 schematisch dargestellte Bodenform und Windströmung sein. Die untere Gerade bedeutet die ursprünglich ebene Bodenfläche, die Kurve mit den Querstrichen die Sandwellenform.

Wenn wir aus Fig. 8 die unterste Strömungslinie bei 270° ($C = -5$) betrachten, so beträgt der Höhenunterschied zwischen der obersten und untersten Lage derselben (ähnlich der doppelten

Amplitude einer Sinuswelle) $\Delta = 1 \cdot 1 \cdot b$, also $2 \cdot 75 \text{ m}$. Da $\lambda = 62 \cdot 8 \text{ m}$, ist das Verhältnis $\frac{\Delta}{\lambda} = 0 \cdot 044$. Dieser Wert entspricht der Größen-

ordnung nach ungefähr dem eines Barchans; die flachen Wellen hatten geringeres Verhältnis ($0 \cdot 019$, Tab. 4). Demnach dürfte diese Strömungslinie ungefähr der untersten Strömungsform längs einer starken Sandwelle entsprechen; d. h. die Amplitude der Sandwelle im Verhältnis zur Wellenlänge scheint sich durch diese Strömungshypothese ziemlich gut zu ergeben.

Wie schon im Paragraph 2 am Schluß erwähnt ist, dürften, nach der Sandverteilung in der Luft, die Luftwalzen in der Niederung der Düne geringere Höhe haben als oben auf der Düne. Dies ist zu erwarten, da unten am Hang der Düne die Strömung sich rasch an den Boden anschmiegt, in einiger Höhe aber, wo die Sandfläche horizontaler wird, der Wind, aus seiner früheren Richtung kommend, sich etwas mehr vom Boden entfernt. Nach den Messungen der langen Wellen sind am Hang die Wellen besonders niedrig, oben auf der Höhe werden sie viel stärker, be-

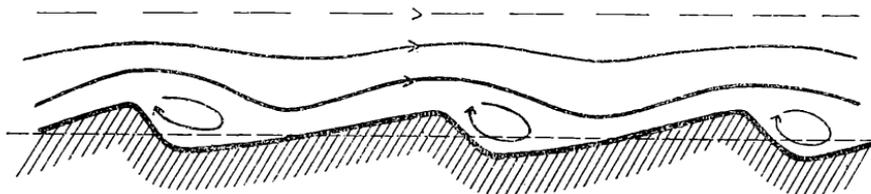


Fig. 9.

sonders bilden sich die Barchane und die steilen Wellen ganz auf der Höhe aus und auch schon in der Abfallrichtung der Düne gegen Osten.

Eine genaue Kenntnis, wie die Größe der Walzen (sowohl ihre Höhe wie ihre Länge) von der Luft- und Sandbewegung sowie von der Bodenform abhängt, fehlt noch. Jedenfalls wird der Sandtransport dabei eine Rolle spielen, da die vertikale Komponente der Luftbewegung durch die Hebung des Sandes (Energieabnahme) an Intensität abnehmen und schließlich wieder zur Abwärtsbewegung führen wird. Diese Zeit gibt, in Verbindung mit der Strömungsgeschwindigkeit, die Walzenlänge, ähnlich wie dies in meiner früheren Arbeit über Wellen der Sandluft begonnen wurde. Es wäre nützlich, wenn diese experimentelle Frage der Walzengröße einmal näher untersucht würde.

Schließlich sei noch bemerkt, daß unterhalb der Winde und Walzen, die die großen Sandwellen erzeugen, auch noch knapp am Boden andere, ganz kleine Walzen fast regelmäßig vorkommen, und zwar natürlich nur dort, wo der Wind am Boden in der normalen Windrichtung strömt (also in Fig. 9 an den Aufsteiggebieten der Sandwellen). Diese kleinen Walzen erkennt man an

den zahlreichen Rippelmarken, die zwischen großen Wellen liegen und in den photographischen Bildern zu sehen sind. Es gibt also kleine und große Walzen zugleich, sie hängen in ihrer Bildung offenbar ganz genau von den Bodenformen und dem Wind ab; denn wenn man künstlich eine kleine Sandwelle aufbaut, wie ich dies einige Male versuchte, so wird dieser Wellenberg in kurzer Zeit weggeweht und es bilden sich wieder die ursprünglich natürlichen Rippeln an der Stelle aus, wo die künstliche Sandwelle anderer Länge und Höhe hingestellt war.

Die Rippeln erscheinen um so kürzer, je mehr der Boden in freier Höhe liegt; dies ist auch bezüglich der Walzengröße verständlich. Wenn der Wind von der Höhe in ein etwas niedrigeres Gebiet kommt, sind die Rippeln größer, wie sich dies bei der Abb. 2 gegenüber Abb. 1 zeigte.

7. Wanderung der Sandwellen und Dünen.

Der Westwind treibt eine gewisse Sandmenge auf der Düne gegen Osten, d. h. über den Kamm hinüber. Dahinter fällt der Sand auf den steilen Ostabfall der Düne herab, wodurch die Düne bei



Fig. 10.

Westwind in ihrer Lage gegen Osten verschoben wird, ohne eine wesentliche Formveränderung zu erfahren. Wir nehmen an, daß bei dieser Verschiebung die Neigungswinkel der Sandwelle nach Westen (α) und nach Osten (β) gleich bleiben, ebenso die Höhe des Wellenkammes über dem horizontalen Boden (h). Die Verschiebung der Welle gegen Osten in der Zeit Δt sei Δl (Fig. 10).

Sei M die bei gegebenem Wind von links über die Kammbreite von $1 m$ pro Minute wandernde Sandmenge, so wird in der Zeit Δt diese Sandmenge von der Größe $M \cdot \Delta t$ die Fläche der rechten Seite der Welle bedecken; die Sandmenge in diesem Volumen hat den Betrag $b \Delta l \sin \beta \cdot \rho$, wo ρ die Dichte und b die Abfallstrecke der Welle ist. Somit wird

$$\frac{\Delta l}{\Delta t} = \frac{M}{b \rho \sin \beta} = \frac{M}{\rho h}$$

Die Wanderungsgeschwindigkeit der Sandwelle $\frac{\Delta l}{\Delta t}$ ist also proportional dem Sandtransport, den der Wind pro Zeiteinheit durch eine Breite von $1 m$ über den Kamm treibt, und verkehrt proportional der Wellenhöhe.

Diese einfache Rechnung bedeutet vor allem, daß hohe Dünen sich langsamer fortpflanzen als niedrige. Ich habe solche Erscheinungen an verschiedenen Gebieten der Dünen um Pillkopen im Jahre 1928 gegenüber den Dünenformen im Jahre 1926 bemerkt. So zeigt z. B. Abb. 9 auf der linken Seite, wo die Düne niedriger ist und anzusteigen beginnt, eine Welle, die vor dem hohen Abfall gegen das Haffland hin liegt. Im Jahre 1926 war eine derartige Teilung in zwei Wellenkämme nicht vorhanden; der linke niedrige Teil der Düne ist rascher vorgerückt als der rechte hohe, und dadurch hat sich diese Teilung des Abfalls ausgebildet. Eine genaue Untersuchung solcher Wanderungen in verschiedenen Dünenteilen wurde auch jetzt eingeleitet, doch werden die Ergebnisse erst im Laufe der nächsten Jahre bekannt werden.

Die Abfurchung der langen Anstiegseite der Düne auf der Westseite ist natürlich schmaler als die Anschiebung auf der steilen Abfallseite im Osten. Bezeichnen wir mit d_1 den Querschnitt (Fig. 10) zwischen den beiden flachen Seiten, mit d_2 den Querschnitt zwischen den beiden steilen, so erhalten wir, da

$$\alpha = 8^\circ, \quad \beta = 30^\circ, \quad \frac{d_2}{d_1} = \frac{\sin 30^\circ}{\sin 8^\circ} = 3.6.$$

Mit dieser Größe läßt sich, wenn auf der Anstiegseite ein Pfahl zur Auswertung von d_1 in gegebener Zeit aufgestellt ist, die Größe

$$\Delta l = \frac{d_2}{\sin 30^\circ}$$

leicht abschätzen.

Bei einem ziemlich starken Westwind beobachtete ich einmal eine ganz kleine Sandwelle von etwa 4 cm Höhe, die in 5 Minuten um zirka 10 cm weiter wanderte. Es war also

$$\frac{\Delta l}{\Delta t} = 2 \text{ cm/Min. oder } 0.02 \text{ m/Min.}$$

Hieraus ergibt sich, da

$$h = 0.04 \text{ m, } \frac{M}{\rho} = 8.10^{-4}.$$

Unter dem Wert der Dichte ρ ist das Gewicht des liegenden Sandes auf der Düne pro Volumeinheit zu verstehen (natürlich nicht das spezifische Gewicht eines Sandkornes).

Es wurde einmal ein Sandhäufchen seinem Gewicht und Volumen nach gemessen, wobei sich ein Gewicht von 41.4 g auf 40.5 cm³ ergab. Somit ist diese Dichte des ruhenden Sandes ungefähr 1.22 g/cm³ oder, da wir in Metern rechnen, $\rho = 1.22 \cdot 10^6 \text{ g/m}^3$. Also ergibt sich für die Sandmasse, die über die kleine Sandwelle hinwegwehte und auf der Leeseite abfiel, pro 1 m Breite und 1 Minute Dauer ein Wert $M = 976 \text{ g}$ oder auf 1 cm Breite 9.8 g.

Dieser Wert ist natürlich bei großen Sandwellen, Barchanen oder gar bei Dünen noch größer; denn über die kleine Sandwelle treibt bis in einige Höhe der Sand hinüber, von dem nur der unterste Teil abfällt und eine Verschiebung der Sandwelle hervorruft. Hinter großen Sandwellen wird viel mehr von dem treibenden Sand abfallen und hinter der Düne selbst so ziemlich der ganze Treibsand. Wir können daher die Wanderungsgeschwindigkeit $\frac{\Delta l}{\Delta t}$

verschiedener Sandwellen nicht einfach der Höhe h entsprechend vergleichen, von der Wellengröße und Höhe hängt auch der Wert M ab. Nur bei Wellen oder Dünen ähnlicher Größenordnung, z. B. bei Dünen von 40 und 60 m Höhe, können wir die Wanderungsgeschwindigkeit in einfacher Weise nach der Höhe h vergleichen. Hier ist z. B. die Geschwindigkeit der großen Düne $\frac{2}{3}$ mal kleiner als die der kleineren Düne.

Um die angegebene Formel für die Dünenverschiebung der Größenordnung nach zu kontrollieren, wollen wir die Sandmenge S nach der Darstellung in Paragraph 3, die sich auf 1 m^2 Bodenfläche bis in beliebige Lufthöhe bezieht, zur Auswertung der Größe M

verwenden und daraus $\frac{\Delta l}{\Delta t}$ berechnen. Da unter M die Sandmasse

gemeint ist, die über 1 m Breite pro Minute in der Luft getragen wird und dann am Dünenabfall sich senkt und die Dünenwanderung hervorruft, so ist die Sandmenge S , die, nach den Messungen der Sanddichte, in der Luft schwebt, mit der Geschwindigkeit v zu multiplizieren, wobei v sich auf eine Minute bezieht. Nehmen wir z. B. die Gelegenheit einer Windstärke von 700 $m/Min.$ an, wobei nach Paragraph 3 $S = 3 g$ beträgt, so wird $M = 2100 g$ pro Minute auf 1 m Breite. Bei einer Dünenhöhe von $h = 60 m$ und dem oben genannten Werte von v ergibt sich

$$\frac{\Delta l}{\Delta t} = \frac{M}{\rho h} = 2 \cdot 87 \cdot 10^{-5} m/Min.$$

oder pro Tag 4.13 cm , pro Jahr 15 m . Diese Verschiebung der Düne um 15 m im Jahr gilt natürlich nur, wenn das ganze Jahr hindurch die gleiche Windstärke von 700 $m/Min.$ aus Westen anhält. Da zeitweise der Wind schwächer ist oder überhaupt fehlt, zeitweise stärker ist, zu anderen Zeiten eine entgegengesetzte Richtung hat usw., so ist die Verschiebung jedenfalls geringer, als es diese Überschlagsrechnung gibt. Tatsächlich hat man in früheren Jahren die Verschiebung der Dünen auf der Kurischen Nehrung auf etwa 7 m pro Jahr beobachtet. Die Rechnung gibt somit der Größenordnung nach eine richtige Lösung.

Die Form der Sicheldüne (des Barchans) steht in Verbindung mit der oben erwähnten Gesetzmäßigkeit, daß die niedrigeren

Wellen sich rascher fortpflanzen als die hohen. Bekanntlich sieht man die Sichelform in großem Maßstab und ebenso auch in kleinem; stets ist bei gleichmäßigem Wind die Form stabil, d. h. der Barchan wandert weiter ohne seine Form zu verändern.

Denken wir uns, wir würden anfangs (Fig. 11a) einen Sandrücken auf ebenem Gebiet liegen haben; wenn nun der Wind daraufbläst, so wird an den Seitenenden, wo der Sand niedriger liegt, eine raschere Verschiebung entstehen als in der Mitte, so daß die Enden sich nach vorne biegen und ein sichelförmiger Rücken zustande kommt (Fig. 11b).

Diese weitere Vorwanderung und Krümmung der Enden findet aber schließlich ein Ende, d. h. die Form bleibt stabil, und zwar deshalb, weil der Wind, der von rückwärts auf den Sandrücken trifft, nicht nur nach oben über den Kamm, sondern auch nach den beiden Seiten abgelenkt wird, so daß also die Sichelspitzen sich schließlich (Fig. 11c) in den Richtungen erhalten, nach

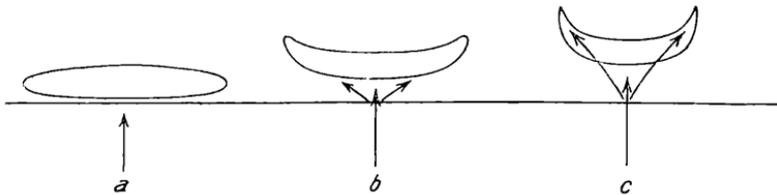


Fig. 11.

welchen der abgelenkte Wind weht. So bildet sich eine stabile Form der Sandmasse, die Sicheldünenform. Solche Vorgänge habe ich auch im Laboratorium beobachtet. Auch wenn man ursprünglich einen Sandkegel aufstellt und den Wind daraufblasen läßt, bildet sich wieder die Barchanform, und zwar wird der Wind von der Rückseite des Kegels nach den Seiten abgelenkt, verschiebt also Sand nach rechts und links vom Kegel und befördert diese seitlichen Massen, die weniger hoch sind, rascher nach vorne als die Mitte. Abb. 12 gibt ein Bild einer solchen Deformation eines Kegels durch Wind, der von rechts weht; es bilden sich scharfe Seitenkanten, die dann allmählich weiter vorrücken und zu der Sichelform führen. Eine genaue Berechnung dieser stabilen Form der Sandmasse, auf welche horizontale Luft bläst, wäre interessant, ist aber noch nicht gemacht worden.

Anhang.

Über Flußmäander, Wogenwolken und Zyklonen, die durch Reibungswalzen entstehen.

Die Formel für Walzen und Gegenwalzen, die im Paragraph 6 unter

$$u = A \sin \alpha x \cdot F(y),$$

$$v = A \cos \alpha x \cdot f(y)$$

gegeben ist und in Fig. 7 dargestellt wurde, läßt sich auch auf die Bewegungsformen des Wassers in Flüssen und der Luft an der Grenze zweier atmosphärischer Strömungen anwenden, wobei in einfachster Weise jene Strömungslinien herauskommen, die in der Natur bei diesen verschiedenen Erscheinungen bekannt sind.

Zu der Walzengeschwindigkeit u, v wurde bekanntlich für die Luftströmung auf der Düne eine Strömungsgeschwindigkeit u_0 in ebener Richtung x hinzugesetzt, die vom Boden nach aufwärts an Intensität zunahm, und zwar nach der Formel $u_0 = m + ny$. Die Walze selbst hatte eine horizontale Achse.

Wenn wir nun in einem Flußbett die Reibung des Wassers an den Ufern berücksichtigen, so stehen die Achsen der Walzen vertikal und wir erhalten wellenartige Bewegungen längs der Ufer. Es soll also x wie früher die Hauptströmungsrichtung, y die horizontale Richtung senkrecht zur Flußlinie angeben, wobei $y = 0$ in der Mitte des Flusses liegt und $y = b$ die eine Uferseite, $y = -b$ die andere darstellt.

Nun fließt das Wasser bekanntlich infolge der Uferreibung durchschnittlich am stärksten in der Mitte, am schwächsten an den Ufern, hier auch manchmal in umgekehrter Richtung. Sonach setzen wir die Strömungsgeschwindigkeit im Fluß in der Form

$$u_0 = m - ny^2$$

an. Die Kombination der Walzenbewegung mit dieser Strömung gibt also

$$u = m - ny^2 + A \sin \alpha x \cdot F(y),$$

$$v = A \cos \alpha x \cdot f(y);$$

die Gleichung für die Stromlinien (ϕ) wird daraus:

$$C = m y - \frac{ny^3}{3} - B \sin \alpha x \cdot f(y),$$

wo wieder $A = \alpha B$.

Zur Berechnung der C -Werte setzen wir der Größe nach $\alpha b = 0.5$ an, die Breite des Flusses zu $2b = 200 \text{ m}$ ($b = 100 \text{ m}$),

wonach $\lambda = 1256 \text{ m}$ wird, ferner die Geschwindigkeit in der Flußmitte $m = 2 \text{ m/sec}$, die Geschwindigkeit am Ufer zu Null, wonach $n = 2 \cdot 10^{-4}$ wird, schließlich die maximale Querströmung v_0 in der Mitte (am Orte $x = 0$) im Betrag $v_0 = B \alpha \cdot f(0) = B \alpha \cdot 0 \cdot 266$ zu $0 \cdot 266 \text{ m/sec}$, wobei $B \alpha = 1$ und somit $B = 200$ wird. Damit erhalten wir als Formel für die Strömungslinien

$$C = 2y - \frac{2}{3} \cdot 10^{-4} y^3 - 200 \sin \alpha x \cdot f(y).$$

Für $\alpha b = 0 \cdot 5$ gibt $f(y)$ folgende Werte:

$$y = \pm b \pm \frac{3b}{4} \pm \frac{b}{2} \pm \frac{b}{4} \quad 0$$

$$f(y) = 0 \quad 0 \cdot 118 \quad 0 \cdot 200 \quad 0 \cdot 249 \quad 0 \cdot 266.$$

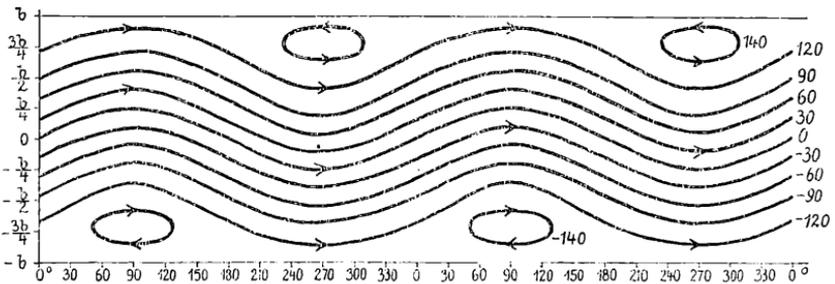


Fig. 12.

Beim Einsetzen der Ordinatenwerte x und y ergeben sich also verschiedene C -Werte, die in Fig. 12 die Strömungskurven darstellen.

Wir erhalten sonach für die Strömung des Wassers im Flusse die Mäander- oder Wellenform, Schwankungen der Stromrichtung nach links und rechts, wobei z. B. unter $\alpha x = 270^\circ$ auf der rechten Seite des Flusses die Strömung stark, auf der linken gering ist, unter $\alpha x = 90^\circ$ gerade umgekehrt. Auf den Uferseiten liegen Walzen, abgestuft hintereinander, und dort wird sich das vorher durch stärkere Wasserströmung bewegte Geschiebe am Boden ansetzen, also eine Sandbank bilden. Diese Sandbänke folgen in der Flußrichtung einander auf stets wechselnder Uferseite, wie wir dies ja in den Flüssen regelmäßig beobachten. Es ist eine Tatsache, daß ein geradlinig regulierter Fluß sein gerades Flußbett nicht beibehält, sondern durch das Geschiebe eine Wellenform erzeugt, wobei natürlich die Zentrifugalkraft an der Uferstelle in der Mitte zwischen zwei Bänken das Flußufer erodiert und zur Mäanderform führt. Wir müssen also annehmen, daß die Reibung an den Ufern stets die Tendenz hat, die kleinsten Reibungswirbel allmählich immer mehr zu großen Reibungswalzen umzubilden, die stabiler erscheinen als die kleinen Wirbel.

Daß eine solche große Reibungswalze stabiler ist als eine lange Reihe kleiner, rührt offenbar davon her, daß, wie oben schon erwähnt, die vielen kleinen Grenzflächen zwischen den kleinen Wirbeln eine dauernde Labilität der Lage dieser kleinen Wirbel erzeugen. Die großen Uferwalzen in den Flüssen sind ebenso stabile Erscheinungen wie die Sandwellen auf den Dünen oder am Boden des Wassers.

Eine dritte Anwendung der Walzenformel bezieht sich auf das Grenzgebiet zwischen zwei einander entgegengesetzten Flüssigkeitsströmungen. Ich beziehe diesen Fall auf Strömungen zweier Luftmassen ungleicher Temperatur, z. B. auf eine wärmere Strömung, die über einer kälteren unteren Luftschichte hinwegzieht. Wir können angenähert auch zwei Massen horizontal nebeneinander fließend denken, dann sind die Walzenachsen nicht horizontal, sondern vertikal. Nach den meteorologischen Erfahrungen haben wir aber fast nie eine horizontale oder eine vertikale Grenzfläche zwischen zwei Luftmassen ungleicher Temperatur und ungleicher Strömung, sondern normalerweise eine schief gegen den Horizont gelegene Grenzfläche (der Winkel gegen den Horizont ist allerdings klein). Nehmen wir also eine solche schiefe Lage für die Schichte von der Breite $2b$ an, in der sich Walzen bilden, und setzen wir zu der Walzenbewegung in der einen Hälfte der Schichte ($y = 0$ bis b) eine Strömung (quer zur Walzenachse) nach einer Richtung, in der zweiten Hälfte ($y = 0$ bis $-b$) eine Strömung nach der entgegengesetzten Richtung hinzu, so haben wir zu den Walzenwerten u, v (vgl. oben) nun die Strömung $u_0 = uy$ hinzuzufügen, was wieder eine sehr einfache Gleichung für die Strömungslinie liefert.

Es ist also

$$u = uy + A \sin \alpha x \cdot F(y),$$

$$v = A \cos \alpha x f(y);$$

daraus ergibt sich für die Strömungslinie

$$C = \frac{u y^2}{2} - B \sin \alpha x \cdot f(y).$$

Diese Gleichung wird mit dem eben früher benützten Wert $\alpha b = 0.5$, ferner mit $u = 10$ und $B = 3$ zur formellen Feststellung der Strömungslinien verwendet; sie ergibt für die Schichte zwischen $+b$ und $-b$ die Formen der Fig. 13.

Aus der ursprünglichen Walze und Gegenwalze (Fig. 7) entwickelt sich also durch die entgegengesetzten Strömungen in den beiden Gebieten eine erweiterte Walze, die Gegenwalze fällt weg und wir erhalten einen großen Wirbel, der an den nächsten anschließt. Zwischen den beiden ist die Strömungsgeschwindigkeit nahezu Null, es bilden sich also zwei Wirbel, die sich nicht durch Reibung aneinander stören.

Solche Walzen in der Grenzschicht zweier Strömungen können wir in kleineren Dimensionen den Wogenwolken angliedern; diese erscheinen bekanntlich in regelmäßigen Streifen nebeneinander, die Wolken bedeuten die Gebiete des Aufsteigens der Luft (Kondensation), die freien Streifen blauen Himmels die Gebiete des Absinkens der Luft. Solche Wogenwolken treten sehr häufig auf, vermutlich meist an der Grenze zweier Strömungsgebiete verschiedener Temperatur, sie machen wieder den Eindruck einer stabilen Erscheinung durch Reibungswalzen.

In noch größeren Dimensionen bilden die Walzen der Fig. 13 die Form der Zyklonen. Bekanntlich entstehen Zyklonen stets an der Grenze kalter und warmer Strömungen, wobei die Grenzfläche sehr nahe horizontal liegt. Die Ansicht von V. Bjerknes, daß an der Grenze der Polarluft eine Zyklone liegt, dahinter eine zweite und eine dritte usw., die noch nicht ganz entwickelt sind, spricht dafür, daß an der Grenzfläche mehrere Walzen hintereinanderliegen, wie dies unsere einfache Berechnung ja zeigte. Natürlich ist bei einer um-

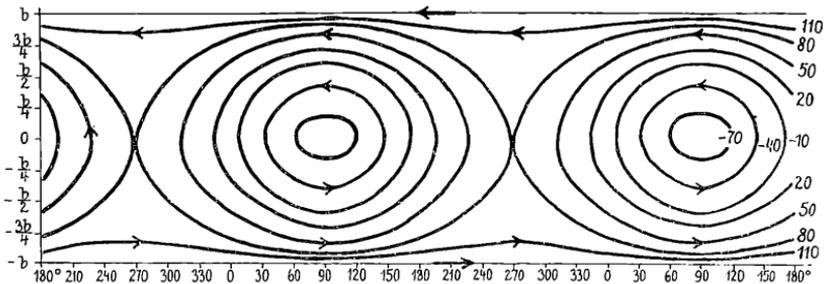


Fig. 13.

gekehrten Stromverteilung auch eine Antizyklone durch die Walzenbildung gegeben. Wir können daher annehmen, daß Zyklonen und Antizyklonen wesentlich durch die Reibungsverhältnisse zweier ungleich gerichteter Zirkulationsströmungen (von warm zu kalt und von kalt zu warm) erzeugt werden. Diese großen Walzenbildungen machen wieder den Eindruck größerer Stabilität als eine Zahl mehrerer kleiner Walzen, die wir viel seltener beobachten.

Wenn wir die Walzenformel dazu verwendeten, um drei ganz verschiedene Erscheinungen, die Dünenwellen, die Flußmäander und die Wogenwolken und Zyklonen darzustellen, wobei nur die sehr einfachen Ausdrücke für die allgemeine Strömung hinzugesetzt werden mußten, so erscheint mir dieses Ergebnis die Wahrheit der Walzenwirkung in diesen drei Fällen zu bestätigen, obwohl ja noch keine rein hydrodynamische Theorie der Walzenentwicklung aus der inneren Reibung geschaffen ist. Auch ist die Stabilität dieser Walzen gegenüber der Labilität der kleinen Reibungswirbel wohl durch das regelmäßige Auftreten der hier erwähnten Naturerscheinungen als sicher anzunehmen.



Abb. 1.



Abb. 2.

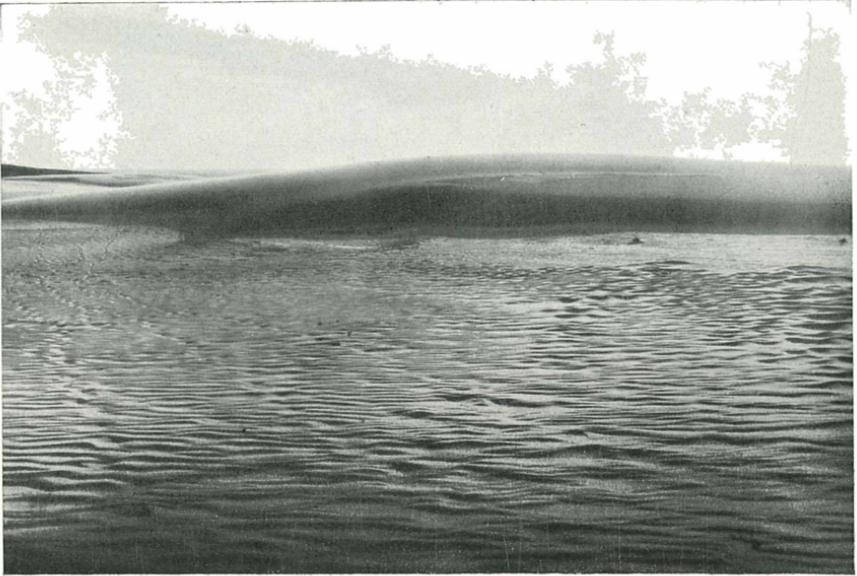


Abb. 3.



Abb. 4.



Abb.



Abb. 6.



Abb. 7.

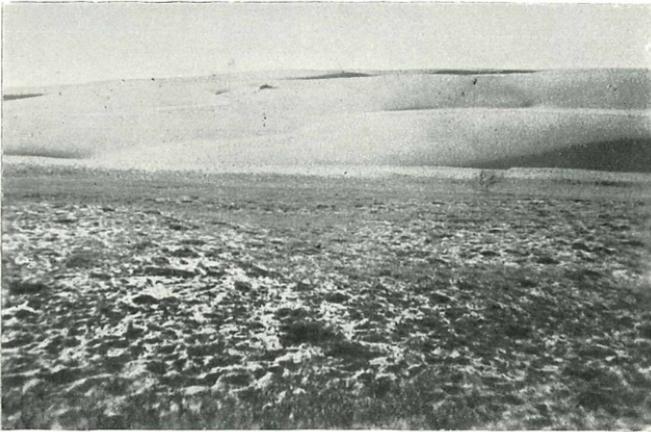


Abb. 8.

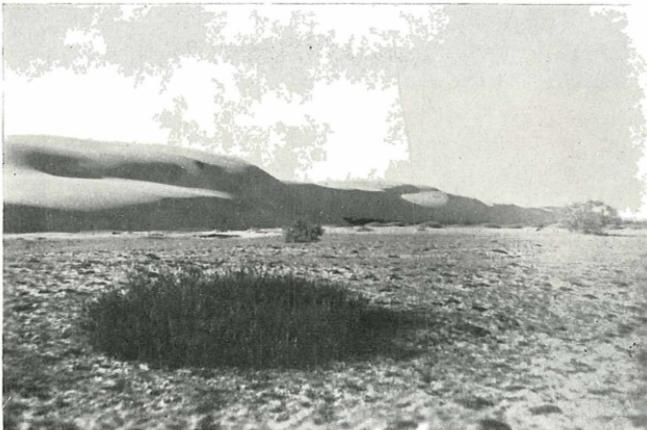


Abb. 9.



Abb. 10.

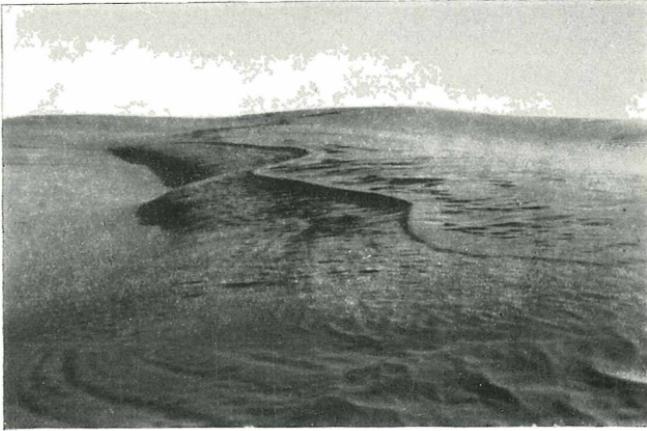


Abb. 11.

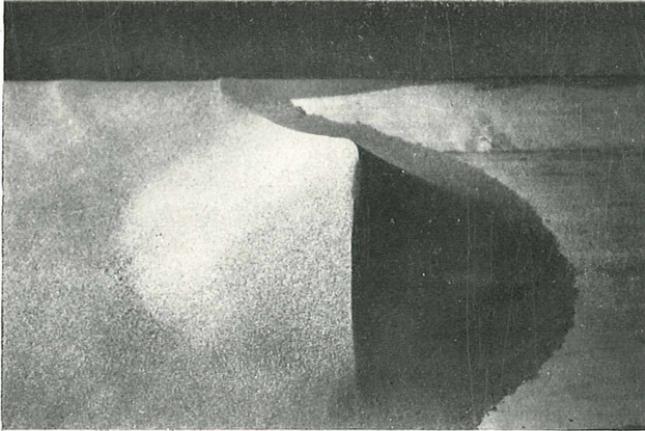


Abb. 12.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse](#)

Jahr/Year: 1928

Band/Volume: [137_2a](#)

Autor(en)/Author(s): Exner Felix Maria von

Artikel/Article: [Dünenstudien auf der Kurischen Nehrung Mit einem Anhang: Über Flußmäander, Wogenwolken und Zyklonen, die durch Reibungswalzen entstehen. 705-739](#)