

Beobachtungen zur Theorie des Malojawindes

Autor(en): **Mörikofer, Walter**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden**

Band (Jahr): **63 (1923-1924)**

PDF erstellt am: **29.06.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-594790>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Beobachtungen zur Theorie des Malojawindes.

Von Walter Mörikofer, Basel.

1. Windbeobachtungen auf Muottas Muraigl, mit besonderer Berücksichtigung des Malojawindes.

Im Sommer und Herbst 1918 stellte ich auf Muottas Muraigl im Oberengadin eine Reihe meteorologischer Beobachtungen an. In diesem Sommer begründete Herr Prof. Dr. G. Senn, Vorsteher des Botanischen Institutes in Basel, in dem einige Schritte nordwestlich vom Kulmhotel Muottas Muraigl gelegenen, drei Räume enthaltenden Häuschen ein hochalpines, botanisches Laboratorium und gab mir die Anregung, als meteorologischer Mitarbeiter seine Expedition zu begleiten, zuerst eine kleine meteorologische Station einzurichten und sie dann zu besorgen, um so die für die physiologischen Versuche notwendigen meteorologischen Daten zu ermitteln. Als Assistent der Astronomisch-Meteorologischen Anstalt in Basel konnte ich die meisten Instrumente dem Inventar dieser Anstalt entnehmen, ein zerlegbares Thermometerhüttchen und eine Windfahnenvorrichtung wurden vom Mechaniker des Basler Physikalischen Instituts konstruiert. Da das Instrumentarium in Basel sorgfältig vorbereitet worden war, konnte die Station innerhalb weniger Tage eingerichtet werden. Die regelmäßigen meteorologischen Beobachtungen erstreckten sich in diesem Jahre über $1\frac{1}{2}$ Monate und umfaßten regelmäßige Ablesungen an folgenden Instrumenten: Barometer, Stationsthermometer, Minimumthermometer, Maximumthermometer, *Aßmannsches* Aspirationspsychrometer, großer Thermograph mit täglichem Trommelumlauf, Schwarzkugel- und Blankkugelthermometer, Hygrometer, Windfahne mit Winddrucktafel, Regenmesser; dazu kamen Beobachtungen ohne

Instrumente über Bewölkung und Witterungszustand, Niederschläge und Gewitter. Außerdem wurden besondere Untersuchungen angestellt über die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse in verschiedener Höhe über dem Boden¹, über Bodentemperaturen, über die elektrische Leitfähigkeit und über den Kondensationskerngehalt der Luft².

Von diesen Untersuchungen sollen uns hier nur die Beobachtungen über Richtung und Stärke des Windes beschäftigen. Sie wurden stets angestellt mittels einer Windfahne und einer Winddrucktafel, die vom Mechaniker des Basler Physikalischen Instituts genau nach den Vorschriften in den schweizerischen meteorologischen Instruktionen³ konstruiert worden waren. Die Windfahne wird gebildet durch zwei unter 20° gegeneinander geneigte, starke Eisenbleche, die einen Keil bilden; als Gegengewicht befindet sich auf der Windseite an einem Stabe ein Bleiknopf, der die Richtung anzeigt, aus der der Wind bläst. Oberhalb der Windfahne ist, mit dieser drehbar und deshalb stets zum Azimut der Windrichtung senkrecht stehend, eine Winddrucktafel nach den Angaben von *Wild* an einer horizontalen Achse aufgehängt; die Tafel besteht aus starkem Blech, ist 30 cm lang, 15 cm breit und wiegt vorschriftsgemäß 200 gr. An einem seitlichen Gradbogen sind vier Stifte angebracht, die dazu dienen, die Hebung der Blechtafel durch den Winddruck zu messen. Entsprechend dem ältern Modell bilden die vier Stifte mit der Vertikalen die Winkel 15°, 40°, 63° und 76°; ihre Stellung deckt sich ziemlich genau mit den ersten vier Stufen der sechsteiligen *Beaufort*-Skala. Der ganze bewegliche Teil ruht mittels einer Stahlhülse auf einer Stahlspitze und ist so ausbalanciert, daß die Windfahne auf jede leichte Windänderung anspricht.

¹ Kurze Referate über diese Untersuchungen sind: *W. Mörikofer*, Die Temperaturverhältnisse in der Luftschicht zwischen dem Boden und einer Höhe von einem Meter. Verh. Schweiz. Nat. Ges. 1921, II. Teil, S. 108; *W. Mörikofer*, La température de l'air dans la couche d'un mètre d'épaisseur au-dessus du sol. Arch. sc. phys. et nat. (5) vol. 5, p. 211, 1923.

² Vergl. darüber: *W. Mörikofer*, Staubzählungen im Engadin. Verhandl. Schweiz. Nat. Ges. 1922, II. Teil, S. 191; *W. Mörikofer*, Dénombrements de poussières en Engadine. Arch. sc. phys. et nat. (5) vol. 5, p. 421, 1923.

³ Instruktionen für die Beobachter der meteorologischen Stationen der Schweiz. 2. Aufl. Zürich 1893. S. 17 f.

Die Windfahne wurde mittels einer vertikalen Holzstange über dem Dach des Beobachtungshäuschens montiert; die Höhe der Winddrucktafel über dem Dach betrug 3 m 50 cm, über der Terrasse vor dem Häuschen 7 m, die Windfahne selbst stand 30 cm tiefer als die Drucktafel. Im Anschluß an einen vom Schweizer Eisenbahndepartement vermessenen Fixpunkt in der obern Station der Drahtseilbahn bestimmte ich mittels eines Präzisions-Höhenbarometers die Meereshöhe dieser Terrasse (Steinplatte vor der Türe des Laboratoriums) zu 2456,4 m; die Beobachtungsstation ist somit reichlich 700 m über dem vor ihr ausgebreiteten Talboden des Engadins von Celerina und Samaden gelegen. Die Windfahne besitzt eine relativ freie Aufstellung, besonders den südlichen und westlichen Winden aus dem Sektor von SE bis NW ist sie frei zugänglich, während sie gegen nördliche und östliche Winde von dem sie nahezu 60 m überragenden Gipfel von Muottas Muraigl etwas geschützt ist.

Die Windrichtungen wurden nach 8 Oktanten des Himmels notiert; da mich die Erscheinung des Malojawindes⁴ besonders interessierte, bemerkte ich mir zudem bei aus SW wehenden Winden immer besonders, ob es sich um gewöhnlichen Südwest oder um Malojawind handelte. Eine Willkürlichkeit bei dieser Unterscheidung der beiden aus derselben Richtung kommenden Winde braucht man nicht zu befürchten. Der SW-Wind hat, besonders bei schlechtem Wetter, böigen und turbulenten Charakter und besteht aus lauter Einzelstößen. Der Malojawind dagegen setzt vielleicht mit einigen starken Windstößen ein, macht nachher jedoch viel mehr den Eindruck einer starken, aber gleichmäßigen, laminaren Strömung, seine Struktur zeichnet sich durch Kontinuirlichkeit aus. Daneben erleichtern noch andere Kriterien die Unterscheidung des typischen Malojawindes vom gewöhnlichen SW; einmal tritt er, mag er nun durch diese oder jene Ursache zu erklären sein, nur bei schönem Wetter auf, und sodann fällt sein Einsetzen auf eine ganz bestimmte Tagesstunde.

⁴ Mit Malojawind (hier abgekürzt MW) wird allgemein der starke Talwind des Oberengadins bezeichnet, der in der warmen Tages- und Jahreszeit mit großer Intensität und Regelmäßigkeit von der Paßhöhe bei Maloja das Oberengadin abwärts weht und dabei im Gegensatz zu dem in den meisten Tälern tagsüber aufwärts streichenden Talwind steht.

Die Ablesungen an der Winddrucktafel wurden in ganzen und halben Stufen beobachtet. Für die Verarbeitung wurden diese Winddruckablesungen in Geschwindigkeit in Meter pro Sekunde (m/sec) umgerechnet; als Basis für die Umwandlung wurde eine Koinzidenz der Stufen mit der sechsteiligen *Beaufort*-Skala vorausgesetzt und Mittelwerte über die verschiedenen für diese Skala üblichen Auswertungen⁵ gebildet. So kam ich zu folgender Umrechnungstabelle.

Tab. I. *Eichung der Winddrucktafel.*

Winkel	Stufe = <i>Beaufort</i> -Skala	Windgeschwindigkeit m/sec
0°	0	0—1
8°	1/2	2
15°	1	3
28°	1 1/2	5
40°	2	7
52°	2 1/2	9
63°	3	11
70°	3 1/2	13
76°	4	16
	4 1/2	19
	5	22
	6	30

Die Beobachtungen umfassen die 46 Tage vom 15. August bis 29. September 1918 ohne Unterbrechung; sie sind, soweit möglich, ziemlich gleichmäßig, in etwa zweistündigen Abständen über den Tag verteilt; nur an einigen wenigen Tagen, an denen ich auf Exkursionen war, fehlen genaue Beobachtungen über Mittag. Insgesamt liegen 363 Beobachtungen über Windrichtung und Windstärke vor; auf den einzelnen Tag entfallen somit durchschnittlich 8 Beobachtungen, jedoch umfassen verschiedene Tage bis zu 14 Beobachtungen.

Diese 363 Beobachtungen gewähren manchen Einblick in die Windverhältnisse der warmen Jahreszeit auf Muottas Muraigl; doch will ich von den Ergebnissen meiner verschiedenen Zusammenstellungen hier nur die wichtigsten anführen.

⁵ Vergl. *Hann*, Lehrb. d. Met., 3. Aufl. Leipzig 1915. S. 385. Die in der von *Süring* besorgten 4. Aufl. S. 395 mitgeteilte Umrechnungstabelle kommt hier nicht in Frage, da die Zahl und die Abstände der Stifte an der Winddrucktafel offenbar verschieden sind.

Eine Prüfung der Frage, ob sich in den Windverhältnissen der kurzen Beobachtungsperiode von $1\frac{1}{2}$ Monaten bereits ein Teil der jahreszeitlichen Periodizität erkennen lasse, führte zum Ergebnis, daß die Verteilung von Richtung und Geschwindigkeit des Windes im August und im September ziemlich verschieden war; doch ergab eine genauere Betrachtung, daß dies nur zum geringsten Teil vom jahreszeitlichen Verlauf, in der Hauptsache dagegen von der ungleichen Witterung herrührte. Während der August im Ganzen schönes Wetter hatte, brachte der September mehrmals äußerst heftige Südweststürme. Da somit ein typischer Unterschied zwischen den beiden Monaten nicht zu erkennen ist, so wird hier die ganze Beobachtungsperiode als Einheit betrachtet.

Tab. II gibt eine Uebersicht über die Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen und der auf sie entfallenden Geschwindigkeiten; dabei sind mit SW nur die gewöhnlichen SW-Winde, mit MW dagegen die Malojawinde bezeichnet. In der linken Hälfte der Tabelle ist die Zahl der auf jede Richtung entfallenden Beobachtungen angegeben, und zwar in der ersten Kolonne im Gesamten, daneben in ihrer Verteilung auf die verschiedenen Geschwindigkeitsbereiche, die sich ungefähr mit den *Beaufort*-Stufen decken. In der rechten Hälfte der Tabelle ist dasselbe Material nochmals in Prozenten aller Windbeobachtungen ausgedrückt, dabei je zwei Geschwindigkeitsbereiche zusammengefaßt in insgesamt drei Gruppen: schwache Winde (Geschwindigkeit: 0—6 m/sec), mittelstarke Winde (7—14 m/sec), stürmische Winde (15—30 m/sec). Diese Einteilung wurde gewählt in Rücksicht auf die starke Luftunruhe in Muottas Muraigl; in der Ebene würde man Winde bis zu 14 m/sec nicht als mittelstarke bezeichnen können.

Bei der Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen fällt vor allem auf, daß mehr als die Hälfte aller Winde, nämlich SW und MW, aus SW blasen; einigermaßen verständlich wird dies neben der allgemeinen Häufigkeit der SW-Strömung über Mitteleuropa dadurch, daß Muottas Muraigl in dieser Richtung gegen ein weites Tal besonders exponiert ist; dazu kommt noch die lokale Spezialität des MW. Neben diesen aus dem Oberengadiner Seengebiet herkommenden Winden, bläst ein weiteres Viertel aller Winde aus S, aus dem Tale des vom Berninapaf herkommenden

Tab. II. Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen und Geschwindigkeiten.

Windrichtung	Total	Geschwindigkeit in m/sec								in Prozenten aller Beobachtungen			
		0-2	3-6	7-10	11-14	15-20	21-26	30	schwache W. 0-6	mittl. W. 7-14	stürm. W. 15-30	Total	
N	37	9	16	9	2	1	—	—	—	—	—	0,3	10,2
NE	12	5	6	1	—	—	—	—	—	—	—	—	3,3
E	3	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8
SE	5	4	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4
S	82	41	28	7	2	1	1	2	—	—	—	1,1	22,6
SW	106	26	51	7	6	9	6	1	—	—	—	4,4	29,2
MW	79	1	11	23	18	23	3	—	—	—	—	7,2	21,8
W	13	5	6	2	—	—	—	—	—	—	—	—	3,6
NW	19	5	7	4	1	1	1	—	—	—	—	0,6	5,2
Kalmen	7	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,9
Total	363	105	127	53	29	35	11	3	—	—	—	13,6	100,0

Berninabaches. Daneben sind die übrigen Himmelsrichtungen ganz schwach vertreten, besonders selten sind Winde aus E und SE. Zweifellos trägt zur Seltenheit der Winde aus diesem Sektor bei, daß in dieser Richtung der Hügel von Muottas Muraigl und weiterhin höhere Berge der Beobachtungsstation vorgelagert sind. Doch kann dies nicht die alleinige Ursache sein; sonst müßte in Muottas Muraigl bei E-Windregime Windstille beobachtet werden, nicht aber SW-Wind. Und da gerade nach SW das Tal weit geöffnet ist, kann nicht von einer Umwandlung östlicher Winde in südwestliche durch Stauung oder Reflexion die Rede sein. Das Fehlen östlicher Winde während der Beobachtungsperiode kann deshalb nicht durch rein lokale Einflüsse vorgetäuscht, sondern muß reell sein. Bei nächtlichen Beobachtungsserien habe ich so dann wahrgenommen, daß etwa um 3 oder 4 Uhr früh eine schwache gleichmäßige Luftströmung aus SE einsetzt, der von der Fuorcla Muraigl durch das Val Muraigl abfließende nächtliche Bergwind.

Bezeichnend für die windreiche Lage von Muottas Muraigl ist es, daß nicht einmal 2% aller Beobachtungen Windstille ergeben haben, und dabei fiel die Beobachtungsperiode in einen relativ schönen Nachsommer; auch bei sonnigem Wetter herrscht auf dieser Höhe immer ein kräftiger Luftzug. Als Mittel aus allen Beobachtungen habe ich eine Geschwindigkeit von 6—7 m/sec gefunden, was ungefähr den Windgeschwindigkeiten auf dem Eiffelturm oder auf dem Säntis vergleichbar ist⁶, die beide nach allen Richtungen frei exponiert sind und sich nicht an einen Berghang anlehnen. Dazu ist allerdings zu bemerken, daß auf Muottas Muraigl die Nachtzeit, die mit viel weniger Beobachtungen in diesen Mittelwert eingeht, viel geringere Windstärken aufweist als der Tag. Nimmt man die durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten aller Tageszeiten mit gleichem Gewicht in die Rechnung, so beträgt das Mittel der Windstärke etwas über 5 m/sec.

Die relative Häufigkeit der verschiedenen Geschwindigkeitsstufen ist durchaus nicht gleich für alle Windrichtungen. Wenn wir die vier Richtungen weglassen, für die das Beobachtungsmaterial zur Entscheidung zu klein ist, so finden wir, daß einzig der S-Wind in der Regel schwach ist, denn die Hälfte aller Beobach-

⁶ Vergl. *Hann*, Lehrb. d. Meteorologie, 3. Aufl., S. 393.

tungen hat Geschwindigkeiten von höchstens 2 m/sec ergeben. Bei den N-, NW- und vor allem den SW-Winden sind dagegen Geschwindigkeiten von 3—6 m/sec am häufigsten. Nur der Malojawind ist im allgemeinen noch stärker; 81% der Beobachtungen ergeben nämlich Malojawinde von 7—20 m/sec, und nur ganz selten tritt er mit mäßiger Intensität auf; einige Male überstieg er sogar 20 m/sec. Er kann somit bei schönem Wetter eine Stärke erreichen, wie sie in der Ebene nur die stärksten Stürme aufweisen.

Die größten Windstärken während der Beobachtungsperiode habe ich bei Schlechtwettersturm aus S und SW beobachtet; an mehreren Tagen wurden Geschwindigkeiten von 20—30 m/sec erreicht. Bei solchem Wind wurde der Regen buchstäblich horizontal gepeitscht, und an den exponierteren Stellen mußte man sich festhalten, um nicht von den Windstößen umgeworfen zu werden.

Einen guten Einblick in die Besonderheiten der Windverhältnisse von Muottas Muraigl gewährt eine Untersuchung des täglichen Verlaufes der Richtung und der Stärke des Windes. Tab. III enthält einen Auszug aus meinen Zusammenstellungen über die Häufigkeit der verschiedenen Windstärken zu den verschiedenen Tageszeiten. Da sich meine Beobachtungen nicht ganz gleichmäßig über den Tag verteilen, habe ich sie in fünf dreistündige Zeitabschnitte zusammengefaßt und die Häufigkeit jeder Windstärke in Prozenten der Anzahl Beobachtungen des Zeitabschnitts ausgedrückt. Ferner habe ich die angenäherte mittlere Windgeschwindigkeit jedes Abschnittes ermittelt, indem ich die Häufigkeit jeder Windstufe mit deren mittlerer Geschwindigkeit multipliziert, diese Produkte addiert und die Summe durch die Zahl der Beobachtungen dividiert habe, was allerdings nur einen primitiven Ersatz für Anemometerregistrierungen bietet.

Tab. III. Verteilung der Windgeschwindigkeiten nach Tageszeiten.

Windgeschwind. m/sec	Häufigkeit in Prozenten					
	7a—10a	10a—1p	1p—4p	4p—7p	7p—10p	7a—10p
Windstille	7	—	—	—	3	2
1—2	45	21	8	16	42	27
3—6	37	33	28	39	37	35
7—10	7	18	18	20	8	15
11—14	1	12	14	10	1	8
15—20	—	7	29	8	5	9
21—30	3	9	3	7	4	4
mittl. Geschwind. m/sec	3,7	8,1	10,0	7,8	4,7	6,8

Aus Tab. III erkennt man sofort, daß die Windgeschwindigkeit einen ausgesprochenen täglichen Gang besitzt. In den frühen Morgen- und den späten Abendstunden dominieren bei weitem die geringen Windstärken; etwa $\frac{5}{6}$ der Beobachtungen ergaben Winde von 0—6 m/sec, die einzigen überhaupt notierten Kalmen entfallen auf diese Tageszeiten. Dazu kann ich ferner aus allgemeiner Wahrnehmung beifügen, daß während der Nacht fast nur schwache Winde herrschen, außer bei ganz schlechtem Wetter. Im Laufe des Tages dagegen erheben sich die stärkern Winde, die schwachen werden selten und die Kalmen fallen ganz weg. So sind gegen Mittag die Winde von 3—6 m/sec am häufigsten, ebenso gegen Abend. Am Nachmittag gar liegt das Maximum der Häufigkeit bei den Winden von 15—20 m/sec, eine Tatsache, die einzig den starken Malojawinden zuzuschreiben ist. Auch der Verlauf der mittlern Windgeschwindigkeit zeigt dasselbe Bild; während sie morgens und abends 3—5 m/sec beträgt, erreicht sie am Nachmittag durchschnittlich 10 m/sec.

Dieser Tagesverlauf der Windgeschwindigkeit mit schwachen Winden in der Nacht, am Morgen und am Abend und mit dem Maximum der Windstärke am Nachmittag ist im allgemeinen typisch für die Verhältnisse über der Ebene⁷; und auch hier reicht er nicht weiter hinauf als etwa 100 m über den Boden. Oberhalb dagegen kehrt er sich um, was durch Beobachtungen auf

⁷ Vergl. *Hann*, Lehrb. d. Met., 3. Aufl., S. 398 f.

Berggipfeln und in der freien Atmosphäre sichergestellt ist; so tritt beim Eiffelturm und bei verschiedenen Alpengipfelstationen (z. B. Säntis) das Maximum der Windstärke im Sommer nach Mitternacht, das Minimum um Mittag ein⁸. Es mag nun überraschen, daß auf Muottas Muraigl die Windgeschwindigkeit genau denselben Verlauf zeigt wie in der Ebene, obwohl der Beobachtungspunkt nahezu als Gipfelstation bezeichnet werden kann und mehr als 700 m über dem weiten Tale liegt. In der Hauptsache läßt sich jedoch diese Eigentümlichkeit erklären durch die typische Erscheinung des Malojawindes; lassen wir aus der Statistik alle Malojawindbeobachtungen weg, so bleibt für die übrigen Winde nur ein leichtes Auffrischen über Mittag übrig.

Analog Tab. III enthält Tab. IV die Häufigkeit der Windrichtung nach Tageszeiten in Prozenten aller Beobachtungen der einzelnen Zeitabschnitte. Der bessern Uebersichtlichkeit wegen sind darin nur S, SW und MW einzeln behandelt, die übrigen, für Muottas Muraigl unwichtigern Windrichtungen dagegen zusammengefaßt. Andererseits sind die Beobachtungen eingeteilt in schwache und in starke Winde für Geschwindigkeiten von 0—6 und von 7—30 m/sec.

Tab. IV. Verteilung der Windrichtungen nach Tageszeiten.

Richtung	7a—10a		10a—1p		1p—4p		4p—7p		7p—10p	
	0—6	7—30	0—6	7—30	0—6	7—30	0—6	7—30	0—6	7—30
S	37	—	14	4	4	2	11	6	31	8
SW	27	10	27	9	14	7	20	7	18	7
MW	—	—	4	27	6	46	6	23	—	—
übrige R.	25	1	9	6	12	9	18	9	32	4
Total	89	11	54	46	36	64	55	45	81	19

Aus Tab. IV ersieht man, daß morgens früh und abends spät schwache Winde aus S und SW bei weitem dominieren, daneben noch schwache nördliche Winde, wie ich aus meinen ausführlicheren Tabellen beifügen kann. Gegen Mittag tritt gleich häufig wie der schwache Wind aus SW der starke auf, nämlich als Ma-

⁸ Vergl. *Hann*, Lehrb. d. Met., 3. Aufl., S. 402 ff.

lojawind; am Nachmittag überwiegt dieser so sehr, daß er mehr als die Hälfte der Beobachtungen umfaßt und dabei fast stets in großer Intensität. Auch gegen Abend ist er noch der häufigste Wind, wieder meist in großer Stärke; daneben tritt auch schwacher SW wieder mehr auf.

Der Malojawind spielt somit eine dominierende Rolle im Windregime von Muottas Muraigl, sowohl wegen seiner Häufigkeit als auch wegen seiner großen Intensität. Ich habe deshalb sein Auftreten von Anfang an besonders genau verfolgt und außer den regelmäßigen Beobachtungen seinen Beginn und sein Ende sowie seine Intensitätsänderungen während des Tages notiert. Von den 46 Beobachtungstagen hatten 19 ausgesprochenen Malojawind. Sein Eintritt ist gewöhnlich durch einige kräftige Windstöße scharf markiert, das Abflauen am Abend ist dagegen weniger deutlich. Da er von der täglichen Erwärmung der Luft verursacht wird, so zeigt er eine starke Abhängigkeit von der Jahreszeit, wie schon in meiner kurzen Beobachtungsperiode zu erkennen ist. In Tabelle V habe ich Beginn, Ende und Dauer des MW in Mittelwerten nach halben Monaten zusammengestellt, woraus man ersieht, daß vom Sommer zum Herbst der Eintritt des MW sich zusehends verspätet, das Abflauen sich verfrüht; seine Dauer nimmt deshalb innerhalb eines Monats um mehr als $1\frac{1}{2}$ Stunden ab. Auch die Häufigkeit seines Auftretens wird gegen den Herbst hin geringer.

Tab. V. Mittlere Dauer des Malojawindes.

Zeit	Anzahl Tage	Beginn	Ende	Dauer
II. Hälfte August	8	11 ¹⁶ a	5 ³⁶ p	620
I. Hälfte Septemb.	5	11 ³³ a	5 ¹⁵ p	542
II. Hälfte Septemb.	6	11 ⁵² a	4 ³⁵ p	443

Der Intensitätsverlauf des MW im Laufe des Tages ist durchschnittlich folgender: Das Einsetzen erfolgt mit einigen starken Windstößen, die nach kurzem in eine gleichmäßige kräftige Luftströmung von etwa 6—10 m/sec übergehen; gelegentlich ist auch schon die Anfangsintensität größer. Ziemlich bald wächst dann

die Windstärke, ihr Maximum hat sie zwischen 1 p und 3 p; hierauf setzt zunächst ein schwaches, gegen Abend ein stärkeres Abflauen ein. Das Mittel aller 19 Malojawind-Tagesmaxima beträgt 16 m/sec, der Durchschnitt aller Malojawind-Beobachtungen 12 m/sec.

Da der Malojawind zu seiner Entstehung schönes und warmes Wetter, vor allem jedenfalls eine starke Temperaturschwankung zwischen Nacht und Tag, erfordert, so ist es klar, daß er im Sommer seine stärkste Ausbildung besitzt, und daß er vom Sommer zum Herbst an Häufigkeit des Auftretens und an Länge der täglichen Dauer abnimmt, wie aus Tabelle V zu ersehen ist. Infolgedessen ist es auch selbstverständlich, daß er bei schlechtem Wetter gar nie zu beobachten ist; ein Wettersturz mit starker Abkühlung wirkt auch insofern nach, als nachher auch bei schönem Wetter in den folgenden 2—3 Tagen kein rechter MW aufzukommen vermag. Abgesehen von dieser kleinen Einschränkung ist jedoch das Auftreten des MW ein Charakteristikum schönen sommerlichen Oberengadiner Wetters. Bei Perioden aufeinanderfolgender Tage mit MW nimmt meist seine Intensität von Tag zu Tag etwas zu.

Es schien mir angebracht, diese Einzelheiten über die Windverhältnisse von Muottas Muraigl zu besprechen, da sie z. T. auch für das Engadiner Seengebiet Gültigkeit beanspruchen können. Wichtig für die nachfolgenden Erörterungen ist jedoch lediglich die Tatsache an sich, daß der Malojawind hier oben regelmäßig unter denselben Bedingungen auftritt wie im Tale, und daß er dabei hier, 700 m über dem Talboden, mindestens gleiche, häufig aber doppelt so große Intensität besitzt als unten. Wenn er aber an dieser Höhenstation in so großer Heftigkeit auftritt, was an sich durchaus nicht selbstverständlich ist, so können wir daraus mit großer Sicherheit den Schluß ziehen, daß er in derselben Höhe auch über dem freien Engadin, im Tale über Maloja und den Seen, mit großer Intensität blasen wird, eine Feststellung, die bisher in der Literatur über den MW noch nirgends gemacht ist.

Man könnte dieser Folgerung gegenüber vielleicht den Einwand erheben, daß der Hügel von Muottas Muraigl sich der geraden Bahn des MW in den Weg stelle und so den Wind zum Auf-

steigen zwingen; beim Auftreten des MW in Muottas Muraigl würde es sich dann lediglich um einen Stau-effekt handeln, ohne daß der Wind auch über dem Tale in solcher Höhe zu wehen brauchte. Darauf ist zu entgegnen, daß der flüchtige Eindruck des Besuchers, wonach man auf Muottas Muraigl das Seengebiet in gerader Richtung vor sich liegen habe, den Tatsachen nicht streng entspricht; wie man sich auf jeder guten Karte überzeugen kann, geht die Achse des Tales nordwestlich neben dem Hügel von Muottas Muraigl vorbei. Daß es sich an der Höhenstation nicht um einen ausgesprochenen Stau-effekt handeln kann, ersieht man schon aus der Tatsache, daß auch unten in Samaden und Bevers der MW mit großer Stärke auftritt. Eher könnte man noch annehmen, daß bei Muottas Muraigl eine Erhöhung der Windgeschwindigkeit ohne Aenderung der Höherer-streckung dadurch zustande kommt, daß dort das Profil des Tales bedeutend enger wird als über den Seen.

Wenn an der Beobachtungsstation der Wind selten streng horizontal weht, sondern meist eine aufsteigende Komponente besitzt, was man etwa an herumfliegenden Papierfetzen beobachten kann, so beweist dies noch gar nicht, daß er von der Talsohle heraufzukommen braucht. Stößt eine Strömung auf ein Hindernis, so passen sich die Stromlinien immer den Formen des Hindernisses an; man wird an der Höhenstation daher stets eine der Berglehne sich anschmiegende Komponente beobachten können, auch wenn der Wind in horizontaler Bahn aus gleicher Höhe weit her kommt.

Noch einen positiven Beweis zugunsten der Annahme, daß der auf Muottas Muraigl beobachtete MW in der Hauptsache aus gleicher Höhe stammt, habe ich anzuführen. Bei Messungen des Kondensationskerngehaltes mittels des *Aitkenschen* Staubzählers⁹ habe ich gefunden, daß der Kerngehalt früh morgens sehr gering ist, mit Einsetzen des MW dagegen in kurzer Zeit auf den doppelten Betrag ansteigt; doch hält die Zunahme nicht an, schon bald geht der Kerngehalt zurück und hat nach 1—2 Stunden wieder den frühern Stand erreicht, während der MW an den Beobachtungstagen 6—8 Stunden angedauert hat. Ausgehend von der sichergestellten Tatsache, wonach der Kondensationskerngehalt in bewohnten Gegenden viel größer ist als in der reinen Bergluft,

⁹ Vergl. o. Anm. 2.

wovon ich mich auch durch Messungen bei St. Moritz überzeugt habe, möchte ich meine Beobachtungen folgendermaßen deuten: Im Anfangsstadium seiner Entstehung besitzt der MW noch keine große Mächtigkeit, der auf Muottas Muraigl beobachtete Wind stammt in der Hauptsache aus dem Tale; sobald sich jedoch der MW stärker entwickelt, gewinnt seine Strömung stark an Mächtigkeit, so daß der in Muottas Muraigl wahrnehmbare Wind aus kernarmer, gleicher Höhe stammt.

Schließlich ist als Beweis für die große Höhererstreckung des MW noch eine Wahrnehmung anzuführen, die ich einer freundlichen Mitteilung von Herrn Privatdozent *Dr. Anton Fonio* (Langnau) verdanke; danach hat er im September auf der Jagd am Piz Gravasalvas, am Piz Lagrev und am Piz Corvatsch häufig bis in Höhen von gegen 3000 m, also mehr als 1000 m über dem Seenspiegel, starken Malojawind angetroffen.

Wenn wir auch einen Teil der großen Windstärke des MW in Muottas Muraigl auf Rechnung der Geländekonfiguration setzen müssen, so scheint es mir doch statthaft, aus meinen Beobachtungen und den angeführten Beweisen den Schluß zu ziehen, daß auch über dem Seengebiet in der Höhe von Muottas Muraigl der MW in großer Stärke weht, und daß er somit eine Luftströmung von großer Höhererstreckung darstellt.

2. Die Billwiller-Hannsche Theorie des Malojawindes und ihre Kritiker.

Als ich im Jahre 1918 die auf den vorangehenden Seiten besprochenen Malojawindbeobachtungen anstellte, lagen mir theoretische Ueberlegungen ganz ferne; es war lediglich die eigentümliche Erscheinung des MW an sich, die mein Interesse erweckte. Als dann im Jahre 1921 *Kleinschmidt* in der «Meteorologischen Zeitschrift» die allgemein als richtig anerkannte Malojawindtheorie von *Billwiller* und *Hann* angriff, nahm ich neuerdings mein Beobachtungsmaterial zur Hand, um zu prüfen, ob es eventuell geeignet sei, in diesem Meinungsstreit einen Beitrag zugunsten der einen oder der andern Ansicht zu liefern. Und in der Tat bin ich dabei zu der Ueberzeugung gelangt, daß die Theorie von *Billwiller* und die rechnerischen Beweise von *Hann* sich nicht mit meinen

Beobachtungen vereinbaren lassen. Um diesen Standpunkt zu begründen, muß ich zunächst etwas weiter ausholen.

Der Malojawind weht fast an jedem schönen Sommertage in einer Dauer von 5—8 Stunden; in der Talrinne des Engadins hat er seine größte Intensität im Gebiete der Seen, wo seine Geschwindigkeit im Mittel schätzungsweise 6—10 m/sec beträgt; gegen Bevers nimmt seine Intensität etwas ab, und unterhalb Zuoz gegen Scans, wo das Oberengadin durch die Verengung des Tales seinen natürlichen Abschluß findet, ist er nur noch schwach spürbar. Der Malojawind ist eine so typische Erscheinung des Oberengadiner Sommers, daß er zweifellos auch in frühern Jahrhunderten, wo den meteorologischen Problemen noch wenig Interesse entgegengebracht wurde, allen Bewohnern und Besuchern des Engadins aufgefallen sein muß. Trotzdem stammt der erste wissenschaftliche Hinweis auf den MW, den ich ausfindig machen konnte, erst aus dem Jahre 1877. Wohl kennt schon *Scheuchzer*¹⁰ in seiner «Natur-Historie des Schweizerlandes» die Windscheide von Maloja, und er berichtet, daß, «wann der Nord- und Westwind gegen einander streiten, so ist, so zu reden, der *Champ de bataille* bey dem Berg *Maloja*, auf denen Gränzen des Engadeins und Bergeller-Thals». Seine Ausführungen beziehen sich jedoch auf den gewöhnlichen Westwind, denn er schreibt: «überwindet der Westwind, so daß er über *Maloja* gehet, so wird Engadein befeuchtet», was für den typischen Malojawind durchaus nicht zutrifft.

Auch die klassischen Lehrbücher der Meteorologie von *Kämtz* und von *Schmid* enthalten keinerlei Angaben über den Malojawind; *Kämtz*¹¹ kennt nicht einmal die normalen Berg- und Talwinde, *Schmid*¹² bespricht sie, erwähnt dabei jedoch nicht den Malojawind als Ausnahmefall.

Erst 1877 stellt der Pontresinaer Arzt *J. M. Ludwig*¹³ in seiner

¹⁰ *Johann Jakob Scheuchzers* Natur-Historie des Schweizerlandes. Dritter Theil, welcher enthaltet die Beschreibung der Luft-Geschichten, Steinen, Metallen und andern Mineralien des Schweizerlandes, absonderlich auch der Ueberbleibseln der Sündfluth. II. verb. Aufl. Zürich 1752. S. 8.

¹¹ *L. F. Kämtz*, Lehrbuch der Meteorologie. Halle 1831—1836.

¹² *E. E. Schmid*, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860.

¹³ *J. M. Ludwig*, Das Oberengadin in seinem Einfluß auf Gesundheit und Leben, S. 18. Gekrönte Preisschrift. Stuttgart 1877. Ref. in Ztschr. f. Met., Bd. 14, S. 187, 1879.

vorzüglichen klimatologisch-hygienischen Studie über das Oberengadin fest, daß «im Sommer am häufigsten der sog. Talwind bläst, ein lokaler Wind, der in der Flußrichtung von Maloja nach Scans mitunter recht lebhaft streicht. Er fehlt am Morgen, bläst am stärksten in den warmen Mittagsstunden und verliert sich gegen Abend allmählig.» Seine Entstehung schreibt *Ludwig* in heute nicht mehr haltbarer Weise «der raschen Erwärmung der Talsohle durch die Sonne zu, wodurch ein warmer aufsteigender Luftstrom entsteht, dessen innegehabter Raum durch die kalte, an den Bergwänden herunterstürzende Luft der Höhen ausgefüllt wird».

Durch diesen Hinweis *Ludwigs* und durch eine Anmerkung *Hanns* in dem angeführten Referate der «Zeitschrift für Meteorologie», daß der MW im Gegensatz zu den gewöhnlichen, tagsüber aufsteigenden Talwinden stehe, wurde *Billwiler*, der damalige Direktor der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, veranlaßt, nach einer Lösung des vorher noch gar nicht erörterten Malojawindproblems zu suchen; er lehnte sich dabei an die von *Hann* kurz vorher aufgestellte Theorie der Berg- und Talwinde an. Um für die weitem Ausführungen verständlich zu sein, muß ich daher hier kurz die wichtigsten Anschauungen über die Entstehung der normalen Berg- und Talwinde zusammenfassen, ohne auf Einzelheiten, Beweise und Gegenargumente einzugehen.

Die meisten Täler weisen periodische Winde auf; während des Tages strömt die Luft talaufwärts und bildet den **Talwind**, in der Nacht fließt der **Bergwind** das Tal hinab. Ungestört tritt der Windwechsel nur auf, wenn keine großen atmosphärischen Störungen sich geltend machen, hauptsächlich bei schöner, sonziger Witterung und im Sommerhalbjahr. Zur Erklärung dieses regelmäßigen Windwechsels sind schon verschiedene Theorien aufgestellt worden; heute kommen im wesentlichen nur noch die beiden von *Fournet* und von *Hann* in Frage.

*Fournet*¹⁴ führt die Entstehung des aufwärts fließenden Tagwindes auf die Erwärmung der bodennahen Luftschichten zurück. Am Tage erwärmt sich die Luft an den Berghängen stärker als in

¹⁴ *J. Fournet*, Des brises de jour et de nuit autour des montagnes. Météor. du bassin du Rhône, t. 3, und Ann. d. chim. et d. phys. t. 74, p. 337, 1840; übers. in *J. Fournet*, Ueber die Morgen- und Abendwinde in Gebirgen. Pogg. Ann. d. Phys. und Chem. Ergänzungsband I, S. 490—511, 594—631, 1842.

gleicher Höhe der freien Atmosphäre. Das führt zu einem fortgesetzten Aufsteigen der Luft, es entsteht ein aufsteigender Wind, der den Berghängen entlang streicht; wenn dieses Aufsteigen der Luft nicht vertikal erfolgt, sondern vielmehr horizontal, so erklärt dies *Fournet* durch die Annahme, daß zuerst die obern Berghänge von den Sonnenstrahlen getroffen werden, und daß das Aufsteigen oben einsetzt und talwärts fortschreitet; die einmal eingeschlagene Strömungsrichtung werde dann den ganzen Tag über eingehalten.

Fournets aus dem Jahre 1840 stammenden Vorstellungen sind nicht durchwegs klar und haben manchen Einwänden gerufen. In der ursprünglichen Form sind sie in den letzten Jahrzehnten verlassen worden zugunsten der Theorie von *Hann* aus dem Jahre 1879.

*Hann*¹⁵ geht davon aus, daß im Gleichgewichtszustand, also am frühen Morgen vor Beginn der Insolation, die Flächen gleichen Druckes über dem Tale horizontale Ebenen sind. Infolge der Erwärmung im Laufe des Vormittags dehnt sich die Luft aus, die Flächen heben sich, jedoch nicht gleichmäßig. Die Längenausdehnung einer vertikalen Luftsäule über dem Tale ist *cet. par.* proportional ihrer Höhe; eine Säule über der Mitte des Tales wird also mehr verlängert als eine am Rande stehende, gar keine Verlängerung tritt direkt am Berghange auf. Infolgedessen werden die Flächen gleichen Druckes ungleichmäßig gehoben; über der Mitte des Tales liegen sie am höchsten, bei der Berührung mit dem Berge bleiben sie ganz unverändert. Es entsteht so ein horizontales Druckgefälle von den Stellen über der Talmitte gegen das Gebirge hin, das Anlaß zu einem gleichgerichteten Winde gibt. Dazu kommt, daß dicht am Abhang zwar keine vertikale Ausdehnung auftritt, dafür aber wegen der Bodennähe eine starke Erwärmung der Luftteilchen, was auch wieder einen aufsteigenden Konvektionsstrom längs dem Berge begünstigt.

Die Erklärung des nächtlicherweile absteigenden Bergwindes begegnet keinerlei Schwierigkeiten. Die infolge der nächtlichen

¹⁵ *J. Hann*, Zur Theorie der Berg- und Talwinde. Zeitschr. f. Met., Band 14, S. 444—448, 1879; Zur Theorie der aufsteigenden Talwinde. Met. Ztschr. Bd. 27, S. 492—499, 1910; Ueber die Theorie der Berg- und Talwinde. Met. Zeitschr., Band 36, S. 287—289, 1919. Zusammengestellt in *Hann*, Lehrb. d. Met., 3. Aufl., S. 444—453; *Hann*, Handbuch d. Klimatologie, 3. Aufl., Bd. 1, Stuttgart 1908. S. 279—291.

Wärmeausstrahlung erkaltete Luft fließt, unter dem Einfluß der Schwere dem natürlichen Gefälle des Tales folgend, abwärts und bildet so eine regelmäßige Luftströmung; der nächtliche Bergwind erreicht infolgedessen kaum je die Intensität des mittäglichen Talwindes.

Gegen die von *Hann* ausgearbeitete Theorie des Talwindes wurden gelegentlich Einwände vorgebracht, im allgemeinen wurde sie jedoch als richtige Erklärung der Erscheinung angenommen. Erst ganz neuerdings wurden in einem Aufsatz aus dem Nachlaß von Prof. *Wenger*¹⁶ gewichtige Argumente gegen sie vorgebracht. Anhand überzeugender Ueberlegungen sucht *Wenger* zu beweisen, daß die Theorie von *Hann* mit der Hebung der Isobarenflächen die Erscheinung des Talwindes unmöglich richtig erklären kann; nach seiner Ansicht vermag doch die schon von *Fournet* begründete Erwärmungstheorie den Talwind vollkommen zu erklären, wenn schon der Mechanismus der Erwärmung und der Konvektion bedeutend komplizierter ist, als *Fournet* angenommen hatte. *Wenger* begründet seine Aussagen hauptsächlich mit theoretischen Ueberlegungen, indem er sich auf die von *Bjerknes*¹⁷ um 1900 ausgearbeitete Zirkulationstheorie stützt. Es standen eben *Wenger* für seine Beweise viel bessere theoretische Ansätze zur Verfügung als vor bald einem halben Jahrhundert *Hann*, der seine Argumente hauptsächlich auf der Phänomenologie der Erscheinungen aufbaute.

Doch schon auf Grund rein empirischer, physikalischer Gesetze bestehen verschiedene *B e d e n k e n* gegen *Hanns* Theorie; ich will hier nur die zwei Punkte anführen, die mir als die schwächsten erscheinen. Wenn in einer Höhe von einigen hundert Metern über der Talmitte ein Ueberdruck gegenüber den gleich hohen Schichten an den Bergen entsteht, so wäre es ganz begreiflich, wenn in jener Höhe eine Luftströmung von der Talmitte gegen den Berg entstände; diese müßte dann zum Ausgleich notwendigerweise eine entgegengesetzt gerichtete Strömung längs

¹⁶ *R. Wenger* †, Zur Theorie der Berg- und Talwinde. Met. Ztschr., Bd. 40, S. 193—204, 1923.

¹⁷ *V. Bjerknes*, Das dynamische Princip der Cirkulationsbewegungen in der Atmosphäre. Met. Ztschr., Bd. 17, S. 97—106, 145—156, 1900; Räumlicher Gradient und Cirkulation. Met. Ztschr., Bd. 17, S. 481—491, 1900; Cirkulation relativ zu der Erde. Met. Ztschr., Bd. 19, S. 97—108, 1902.

des Talbodens, vom Berg zur Talmitte, führen. Keineswegs aber kann man damit erklären, weshalb als Folge des in der Höhe sich bildenden Druckgefälles dem Boden entlang, wo Druckgleichgewicht herrscht, ein von der Talmitte zum Berg gerichteter Wind auftreten sollte.

Ferner ist nicht recht ersichtlich, weshalb die Erwärmung und Ausdehnung der Luft am Boden sich ausschließlich in vertikaler Richtung auswirken sollte. Nach den Gasgesetzen muß sich vielmehr ein etwa auftretender Druckunterschied sofort und gleichmäßig nach allen Richtungen ausgleichen; die Isobarenflächen werden deshalb, abgesehen von ganz kleinen Schwankungen, doch Ebenen bleiben. Da eben die von *Hann* in die Betrachtung eingeführten vertikalen Luftsäulen nicht durch seitliche Wände abgegrenzt und somit keine unveränderlichen Einheiten sind, da sie überhaupt keine reellen Gebilde, sondern lediglich Abstraktionen darstellen, so muß ihre Einführung in den Gedankengang zu einem Fehlschluß führen.

Nach diesem Exkurs über die Vorstellungen über den normalen, tagsüber aufsteigenden Talwind wollen wir nun wieder zum Malojawind zurückkehren, der gerade dadurch eine Ausnahmestellung einnimmt, daß er am Tage abwärts fließt. Es erscheint deshalb zunächst ausgeschlossen, diesen Wind mit denselben Ueberlegungen zu erklären wie den normalen Talwind. Doch besteht gerade einer der Vorzüge der *Hannschen* Talwindtheorie darin, daß sie auch den Malojawind zu erklären vermag; gerade diese Tatsache, daß sie für beiderlei Winde, für aufsteigende und für absteigende Tagwinde, eine Erklärung gibt, ist oft als Beweis für ihre Stärke angeführt worden.

*Billwiler sen.*¹⁸ hat speziell diese Theorie des MW ausgearbeitet und sich dabei auf die von *Hann* herrührende Vorstellung der Hebung der Isobarenflächen gestützt. Danach heben sich im Laufe des Tages die Luftschichten über dem tief eingeschnittenen Bergell im Westen des Malojapasses infolge Erwärmung. Da die

¹⁸ *R. Billwiler*, Der Talwind des Ober-Engadin. Ztschr. f. Met., Bd. 15, S. 297—302, 1880; Untersuchungen über die Beziehungen der Tag- und Nachtwinde der Täler zu den täglichen Luftdruckschwankungen. Ann. Schweiz. Met. Centr.-Anst. 1893, Anh.; Der Talwind des Oberengadin. Met. Ztschr., Bd. 13, S. 129—138, 1896.

Ausdehnung der der Betrachtung zugrunde gelegten vertikalen Luftsäulen proportional ihrer Länge ist, so kann im Engadin in gleicher Höhe dicht über dem Niveau der Seen keine Hebung der Schichten eintreten¹⁹. Es ergibt sich daraus ein Druckgefälle von den in 1800 m ü. M. über dem Bergell ruhenden Schichten gegenüber der Luft auf der gleich hohen Sohle des Oberengadins. Der Ueberdruck strömt als kräftiger Wind über die Schwelle des Malojapasses und fließt das Oberengadin hinab. Es handelt sich bei dieser Erklärung somit ausdrücklich um eine aus den höhern Luftschichten des Bergells infolge Ueberdruckes abfließende Luftmenge, nicht etwa um einen das Bergell hinaufkommenden Talwind²⁰.

Billwiler hat auch nachgewiesen, daß über Mittag ein barometrischer Ueberdruck in Maloja besteht, der gegenüber dem weiter unten im Oberengadin gelegenen Bevers rund 1 mm beträgt; dieser Ueberdruck und der daraus resultierende Gradient wird regelmäßig als Beweis dafür angeführt, daß wirklich die

¹⁹ Man macht sich diese Ueberlegungen am besten klar anhand eines Längsprofils durch das tief eingeschnittene Bergell und das ohne Grenzkamm daran anstoßende, flach verlaufende Oberengadin, wie sie den Arbeiten von *Billwiler* und von *Hann* beigegeben sind.

²⁰ In historischer Hinsicht ist bemerkenswert, daß *Billwiler* den MW zunächst nicht ausdrücklich auf die Hebung der Isobarenflächen zurückführt. In seiner ersten Arbeit (1880) bezieht er sich allerdings auf *Hanns* Theorie der Berg- und Talwinde (1879), die Entstehung des MW schildert er jedoch folgendermaßen (S. 298 f.): „Die lebhaftere Insolation wird nun an den seitlichen Bergwänden ein Aufsteigen der Luft veranlassen, dadurch aber entsteht über der Sohle des relativ schmalen, aber sehr langen Tales ein luftverdünnter Raum, der eine Kompensation erfordert... Da nun am ganzen Südfuß der Alpen sich im Sommer ein lebhafter *courant ascendant* entwickelt, der sich in dem steilen oberen Teile des Bergell besonders geltend macht, so ist nichts natürlicher als anzunehmen, der luftverdünnte Raum in der Talsohle des Ober-Engadin finde seine Kompensation durch Aspiration der kühleren und etwas dichteren Luft jenseits, aber im selben Niveau der Maloja.“ In dieser Erklärung des talabwärtsfließenden Tagwindes ist keine Rede von der Hebung der Flächen gleichen Druckes, sondern als treibende Kraft sind hier nur Erwärmungsunterschiede genannt. Erst in den beiden spätern Arbeiten wird ausdrücklich angenommen, „daß in Folge der relativ stärkern Erwärmung der untern Luftschichten am Südfuß der Alpen diese gegen Mittag über die Schwelle des Malojapasses gehoben werden und dadurch eine Neigung der Flächen gleichen Druckes entsteht, welche den barometrischen Gradienten und damit den Talwind erzeugt.“

Luftschichten aus dem Bergell über die Schwelle von Maloja gehoben werden und so den Ueberdruck verursachen. Demgegenüber möchte ich den Standpunkt vertreten, daß dieser Schluß nicht zwingend ist. Die Existenz des Ueberdruckes braucht nicht notwendig durch Hebung der Isobarenflächen über dem Bergell zustande zu kommen, sie könnte auch durch einen andern, z. B. einen thermischen Einfluß veranlaßt sein. Andererseits ist es durchaus nicht überraschend, daß das Auftreten eines Windes von der Stärke des MW mit einer Druckdifferenz verbunden ist; es ist wohl nicht zuviel gesagt, wenn wir annehmen, daß überhaupt ein Druckunterschied immer dann als Voraussetzung oder als Folge einer Luftströmung vorhanden sein muß, wenn diese Strömung in einem gewissermaßen abgeschlossenen System, also auch auf Grund lokaler Ursachen, entsteht. Die Existenz eines Luftdruckgradienten kann somit kein Beweis für die Richtigkeit der *Billwiler-Hannschen* Theorie des Malojawindes sein; immerhin verträgt sie sich sehr wohl damit.

Die hier kurz skizzierte Malojawindtheorie hat, gerade durch die Einfachheit der ihr zugrunde liegenden Vorstellungen, etwas Bestechendes und Sympathisches an sich. Sie ist von *Hann* in seine beiden Handbücher²¹ aufgenommen worden und ist ziemlich allgemein als einzig richtige Erklärung des MW anerkannt. *Bach*²² hat sie auch auf den im Davoser Tale auftretenden, tagsüber talabwärts wehenden Talwind von allerdings bedeutend geringerer Windstärke angewandt. Soviel mir bekannt ist, haben nur zwei Forscher, *Heuer* und *Kleinschmidt*, an dieser Malojawindtheorie Kritik geübt.

*Heuer*²³ hat 1910 versucht, die Entstehung des Malojawindes auf Erwärmungsunterschiede der verschiedenen Partien des Oberengadins zurückzuführen. Diese erklärt er durch Ungleichheit der Bodenunterlage; am größten ist die Erwärmung im wiesenreichen Tal unterhalb St. Moritz, kleiner im waldigen Seenge-

²¹ *J. Hann*, Lehrbuch der Meteorologie, 3. Aufl., S. 449—451; Handbuch der Klimatologie, 3. Aufl., Bd. 1, S. 285 f.

²² *H. Bach*, Das Klima von Davos. Neue Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. Bd. 42, Abh. 1, S. 11—15, 1907; *H. Bach*, Der Davoser Talwind, ein Seitenstück des Malojawindes. Met. Ztschr., Bd. 27, S. 411—414, 1910.

²³ *W. Heuer*, Ueber die Ursachen des Malojawindes. Met. Ztschr., Bd. 27, S. 481—488, 1910.

biet oberhalb, am geringsten über dem Talkessel des Bergells, den *Heuer* auch in die Betrachtung einbeziehen muß, um zu erklären, weshalb der Wind nicht erst in Maloja entsteht, sondern bereits mit großer Kraft aus dem Bergell weht.

Als Entgegnung auf *Heuers* Untersuchung hat *Hann*²⁴ darauf seine Theorie des Malojawindes durch verschiedene Ueberlegungen zu stützen versucht, hauptsächlich aber durch eine Ueberschlagsrechnung, die unter Voraussetzung plausibler Annahmen über die Erwärmung der Luft die Stärke des entstehenden Gradienten und des daraus resultierenden Malojawindes zu berechnen gestattete.

1921 hat dann *Kleinschmidt*²⁵ neuerdings *Hanns* Theorie des normalen Talwindes wie auch des Malojawindes angegriffen und dabei gezeigt, daß in *Hanns* Rechnung ein Ueberlegungsfehler steckt. *Kleinschmidt* selbst will den gewöhnlichen Talwind wie auch den MW auf Erwärmungserscheinungen zurückführen. Da ich mich für meine weitem Ausführungen auf die Rechnung von *Hann* beziehen muß, will ich sie hier mitsamt der Kritik von *Kleinschmidt* kurz besprechen.

Hann will in seiner Ueberschlagsrechnung²⁶ zeigen, daß die durch die Erwärmung verursachte Hebung der Flächen gleichen Druckes über der Niederung imstande ist, in der Höhe des Malojapasses einen Wind von der Stärke des MW zu erzeugen. Er geht dazu aus von der Formel

$$db = \frac{bh}{RT^2} dt. \quad (1)$$

Hierin ist

db = Barometeranstieg am obern Ende einer vertikalen Luftsäule von der Höhe h,

b = Barometerstand im obern Niveau,

R = Gaskonstante = 29,27 (für trockene Luft),

T = absolute Mitteltemperatur der ganzen Säule,

dt = durchschnittliche Temperatursteigerung in der ganzen Säule.

²⁴ *J. v. Hann*, Zur Theorie der aufsteigenden Talwinde. Met. Ztschr., Bd. 27, S. 492—499, 1910.

²⁵ *E. Kleinschmidt*, Zur Theorie der Talwinde. Met. Zeitschr., Bd. 38, S. 43—46, 1921.

²⁶ *J. v. Hann*, Met. Ztschr., Bd. 27, S. 496 ff., 1910; *J. v. Hann*, Lehrb. d. Met., 3. Aufl., S. 450.

Ueber diese Größen trifft nun *Hann* geeignete Voraussetzungen: Er nimmt an, daß die Hebung der Isobarenflächen bis zum Comersee zu berücksichtigen ist, was einer Horizontalabstand von rund 40 km und einem Höhenunterschied von $1800 - 200 = 1600$ m entspricht. Ferner nimmt er als Luftdruck b in 1800 m 616 mm, als Temperatur im Sommer auf 200 m $21,7^\circ$, auf 1800 m $10,8^\circ$ an; für die Mitteltemperatur T der ganzen Säule, bei der wegen der Größe der Zahl kleine Unterschiede nicht stark ins Gewicht fallen, nimmt *Hann* das arithmetische Mittel der obern und der untern Temperatur, $T = 16,2^\circ = 289^\circ$ absolut.

Für die Höhe von Maloja errechnet er daraus

$$db = 0,35 dt^{27}.$$

Es ist nun eine Annahme zu treffen über die mittlere Temperaturschwankung dt in einer Luftsäule von h Meter Höhe. Nach Beobachtungen am Eiffelturm legt *Hann* eine Abnahme der Schwankung in geometrischer Progression mit der Höhe zugrunde²⁸ und geht von folgender Formel aus:

$$\log dt_h = \log dt_0 - 0,001 \cdot h. \quad (2)$$

Hier ist dt_0 die Temperaturschwankung am Boden, dt_h diejenige in der Höhe h . Unter der Annahme, daß im Sommer dt_0 beim Comersee etwa 8° betrage, findet er, offenbar durch Mittelbildung über die berechnete Schwankung verschiedener Niveaux, als mittlere Temperaturschwankung der ganzen Luftsäule $2,37^\circ$. Dies ergibt als Drucksteigerung im Niveau 1800 m den Wert $db = 0,35 \times 2,37 = 0,83$ mm. Nimmt man an, daß sich diese Drucksteigerung auf 10 Stunden von 8 a bis 6 p verteilt, so ergibt dies pro Stunde 0,083 mm Hg.

Nun entspricht in der Höhe von 1800 m 1 mm Quecksilberdruck einer Luftsäule von 12,95 m Höhe bei 0° und von 13,5 m bei 11° . Hiernach werden die Schichten über dem Bergell stündlich um $13,5 \times 0,083 = 1,12$ m gehoben; es entsteht also auf eine horizontale Erstreckung von 40 km ein Gefälle von 1,12 m pro Stunde. Läßt man hievon zum Ausgleich des Druckes nur die Hälfte über den Malojapafß abströmen, so stehen für den entstehenden Wind

²⁷ Auf Grund von *Hanns* Annahmen finde ich $db = 0,40 dt$.

²⁸ Vergl. *Hann*, Lehrb. d. Met., 3. und 4. Aufl., S. 74, Anm. 1.

$40000 \times 0,56 = 22400 \text{ m}^3$ pro Stunde oder pro Sekunde $6,2 \text{ m}^3$ zur Verfügung, was einen mittlern Wind von $6,2 \text{ m/sec}$ ergibt, der zur Zeit der lebhaftesten Temperaturzunahme noch auf größere Geschwindigkeiten ansteigen kann. Die so berechnete Windstärke stimmt somit in der Größenordnung gut mit den Beobachtungen auf der Talsohle überein²⁹.

Hier setzt nun die Kritik von *Kleinschmidt* ein. Er gibt zu, daß wohl auf jeden Meter der Paßbreite 10 Stunden lang $6,2 \text{ m}^3$ pro Sekunde durchfließen. Doch ergibt diese Luftmenge nur dann einen Wind von $6,2 \text{ m/sec}$ Geschwindigkeit, wenn seine Mächtigkeit nur einen Meter beträgt. Nimmt man jedoch an, daß der MW 20 oder 100 m hoch hinaufreicht, so vermag diese Luftmenge nur eine Windgeschwindigkeit zu erzeugen, die fast absoluter Windstille gleichkommt.

Was nun die Höhenerstreckung des MW betrifft, so ist es klar, daß ein Wind von der Heftigkeit des MW sich nicht auf einige Meter beschränkt, sondern wegen der innern Reibung der Luft bis in bedeutende Höhen die Luft mit sich reißt. Und zudem geht nun eben aus meinen Beobachtungen von Muottas Muraigl einwandfrei hervor, daß der MW noch in 700 m Höhe mit unverminderter, meist noch bedeutend größerer Stärke bläst als auf der Talsohle.

Daß nicht wesentlich mehr als die von *Hann* berechnete Luftmenge zur Verfügung steht, kann man leicht einsehen. Man könnte allerdings die Anschauung vertreten, es werde ja nicht nur eine Schicht, die in der Höhe von Maloja, um den genannten Betrag gehoben, sondern auch alle darüber liegenden, und es könnte dann bis in beträchtliche Höhen infolge der Neigung der Flächen jede beliebige Schicht vom Bergell gegen Maloja und das Oberengadin abfließen; in diesem Falle würde dann der MW eine so große Höhe erreichen, als überhaupt eine Hebung der Schichten über dem Bergell sich bemerkbar macht. Diese Ueberlegung führt jedoch zu einem Fehlschluß; denn wenn man jede Stunde in der Höhe des Passes eine 40 km lange Luftschicht von 56 cm Dicke über dem Bergell wegnimmt, so entsteht hier kein «Loch» in der Luft, sondern die oberhalb befindlichen Luftschichten sinken um diesen Betrag herab, und das Gefälle gegen den Paß hin ist in

²⁹ Auf Grund von *Hanns* Annahmen finde ich $db = 0,40 \times 2,12 = 0,85 \text{ mm}$ und daraus eine nahezu gleiche Windstärke von $6,4 \text{ m/sec}$ (vergl. Anm. 27).

allen höher liegenden Schichten beseitigt, eine Strömung in diesen Lagen kann also nicht auftreten.

Auf Grund dieser Ueberlegungen erscheint mir *Kleinschmidts* Einwand vollkommen berechtigt. *Hanns* Berechnung zur Stützung seiner Malojawindtheorie kann demnach der Kritik nicht standhalten; im Gegenteil, wenn man seine Rechnung im Sinne von *Kleinschmidts* Einwand berichtigt, so würde sie beweisen, daß als Folge der Hebung der Isobarenflächen über dem Bergell kein MW entstehen kann, sondern sozusagen *Windstille* herrschen muß.

Leider hat *Hann* nicht mehr ausführlich, sondern nur in einer kurzen redaktionellen Notiz³⁰ Stellung genommen zu *Kleinschmidts* Angriff; so wissen wir nicht, ob er nicht doch den Ueberlegungsfehler in der Rechnung eingesehen hat, und lediglich vom Prinzip seiner Anschauungen nicht hat abgehen wollen.

3. Weitere Mängel der Billwiller-Hannschen Malojawindtheorie.

Wie ich auf den vorangehenden Seiten ausgeführt habe, geht aus *Kleinschmidts* Kritik überzeugend hervor, daß die Rechnung, mit der *Hann* seine Theorie des Malojawindes hat stützen wollen, einen Ueberlegungsfehler enthält und in berichtigter Form gerade das Gegenteil beweist. Diese Kritik wird empirisch unterstützt von meinen Beobachtungen, aus denen hervorgeht, daß der Malojawind eine große Höhenerstreckung und auch in der Höhe große Intensität besitzt.

Ich habe nun noch zwei weitere Schwächen von *Hanns* Malojawindtheorie gefunden, wonach ganz unabhängig von *Kleinschmidts* Einwand sich aus der Theorie Konsequenzen ergeben, die hinsichtlich der Höhenerstreckung des MW mit den Beobachtungen vollkommen in Widerspruch stehen. Ich gehe davon aus, daß eine Formel, die westlich von der Wasserscheide die Verhältnisse mit genügender Annäherung wiedergibt, auch östlich davon angewendet werden darf, und benütze die von *Hann* verwendete Formel³¹:

³⁰ Met. Ztschr., Bd. 38, S. 46, 1921.

³¹ Um in den folgenden Ausführungen nicht mit dem Differentialzeichen in Konflikt zu kommen, schreibe ich hier gleich Δb und Δt , da es sich nicht um Differentiale, sondern um endliche Größen handelt.

$$\Delta b = \frac{bh}{RT^2} \Delta t_m. \quad (1)$$

Eine Abwägung der Fehlermöglichkeiten zeigt, daß kleine Ungenauigkeiten in der Bestimmung von b und h wegen der Größe der Zahlen eine ganze untergeordnete Rolle spielen; ebenso begeht man einen Fehler von weniger als 1%, wenn man die Mitteltemperatur der betrachteten vertikalen Luftsäule dem arithmetischen Mittel der beiden Temperaturen unten und oben gleichsetzt. Anders verhält es sich dagegen mit der Bestimmung des mittlern Temperaturanstiegs Δt_m der ganzen Säule. Da kein geeigneteres Beobachtungsmaterial vorliegt, so müssen wir allerdings auf Grund der Beobachtungen am Eiffelturm annehmen, daß sich die Temperaturschwankung Δt_h in der Höhe von h km³² aus derjenigen am Boden Δt_o berechnen läßt mittels der Formel:

$$\log \Delta t_h = \log \Delta t_o - h \quad (2a)$$

oder

$$\Delta t_h = \frac{\Delta t_o}{10^h}. \quad (2b)$$

Dabei müssen wir uns aber bewußt sein, daß die aus Beobachtungen über der Ebene abgeleitete Formel nicht strenge Gültigkeit besitzen kann für Täler, die zwischen hohen Bergen eingeschlossen sind. *Hann* hat nun offenbar aus dieser Formel die Temperaturschwankung in verschiedenen, je 200 m auseinanderliegenden Niveaux berechnet und als mittlere Temperaturschwankung der ganzen Luftsäule das arithmetische Mittel daraus genommen. Er begeht dabei einen Fehler, der zwar für den qualitativen Nachweis des MW nicht wesentlich ist, jedoch mehr als 10% beträgt; da die Temperaturschwankung eben nicht proportional, sondern exponentiell mit der Höhe abnimmt, fallen so die großen Werte in Bodennähe zu stark ins Gewicht. Einen mathematisch einwandfreien Wert erhält man einzig, wenn man das Mittel über die Temperaturschwankung in allen Niveaux nimmt, also auf dem Wege über die Integration.

³² Der km ist hier die gegebene Einheit, da die Formel auf der Annahme beruht, daß pro km Höhenzunahme die Temperaturamplitude gerade auf den zehnten Teil abnimmt.

Wir gehen hiefür aus von der Formel 2b:

$$\Delta t_h = \Delta t_o \cdot 10^{-h}$$

und integrieren über h zwischen den Grenzen 0 und h_1 .

$$\begin{aligned} \int_0^{h_1} \Delta t_h \, dh &= \int_0^{h_1} \Delta t_o \cdot 10^{-h} \, dh = - \Delta t_o \frac{10^{-h}}{\ln 10} \Big|_0^{h_1} \\ &= - \frac{\Delta t_o}{\ln 10} \left(10^{-h_1} - 1 \right) = \frac{\Delta t_o}{2,303} \left(1 - \frac{1}{10^{h_1}} \right). \end{aligned} \quad (3)$$

Geometrisch betrachtet, bedeutet dieses Integral die Fläche, die von der Exponentialkurve, der Δt_o -Achse, der h -Achse und der im Punkte $h = h_1$ errichteten Ordinate eingeschlossen wird. Den mittlern Wert der Exponentialkurve und damit auch den mittlern Betrag der Temperaturschwankung Δt_m in der Luftsäule zwischen den Grenzen 0 und h_1 erhalten wir aus Formel 3 durch Division mit h_1 :

$$\Delta t_m = \frac{\Delta t_o}{2,303 \cdot h_1} \left(1 - \frac{1}{10^{h_1}} \right), \quad (4)$$

wobei h_1 stets die Höhe der Luftsäule über dem Boden, nicht über Meeresniveau bedeutet.

Mit Hilfe der beiden Formeln 1 und 4 berechne ich nun die vom Temperaturanstieg verursachte Drucksteigerung an vier Punkten, nämlich für das Niveau von Maloja und den Seen (1800 m ü. M.) und für die Höhe von Muottas Muraigl (2450 m ü. M.) und zwar über dem Bergell wie über dem Oberengadin. Der Rechnung lege ich, in Anlehnung an *Hann*, plausible Voraussetzungen zugrunde, als Barometerstand nehme ich für eine Meereshöhe von 1800 m 615 mm, für 2450 m 570 mm an, als Mitteltemperatur der Luftsäule über dem Bergell zwischen 200 m und 1800 m 289° abs., zwischen 200 m und 2450 m 288° abs., ferner als Mitteltemperatur in der Luftsäule zwischen 1800 m und 2450 m über dem Engadin 282° abs. Sodann wurde für alle vier Fälle angenommen, daß die Temperaturzunahme vom Morgen bis zum Mittag am Boden sowohl im Bergell wie im Engadin 8° betrage, und daß ihre Abnahme mit der Höhe Formel 2a befolge.

Auf Grund dieser Annahmen habe ich für

$$\Delta b = \frac{bh_1}{RT^2} \cdot \Delta t_m$$

folgende Werte gefunden:

Höhe von Maloja (1800 m):

$$\text{über Bergell} \quad 0,402 \times 2,12 = 0,85 \text{ mm}$$

$$\text{über Engadin} \quad 0,000 \times 8,00 = 0,00 \text{ mm}$$

$$\text{Ueberdruck} = 0,85 \text{ mm}$$

Höhe von Muottas Muraigl (2450 m):

$$\text{über Bergell} \quad 0,528 \times 1,53 = 0,81 \text{ mm}$$

$$\text{über Engadin} \quad 0,159 \times 4,16 = 0,66 \text{ mm}$$

$$\text{Ueberdruck} = 0,15 \text{ mm}$$

Ich habe die Größe Δb hier in Faktoren dargestellt, um zu zeigen, wie die verschiedenen Einflüsse einander entgegenwirken.

So wächst der erste Faktor $\frac{bh_1}{RT^2}$ stets mit der Erhebung über dem Boden, der zweite Δt_m nimmt dagegen mit der Höhe der Luftsäule asymptotisch ab; doch verlaufen sie nicht streng reziprok, sodaß ihr Produkt eine komplizierte Funktion der Höhe ist.

Für den vorliegenden Fall finden wir nun speziell Folgendes: Da dicht über dem Boden keine Drucksteigerung resultiert, so bildet sich in der Höhe von Maloja vom Bergell zum Oberengadin ein Ueberdruck von 0,85 mm. Auch im Niveau von Muottas Muraigl ist die Druckzunahme über dem Bergell mit 0,81 mm noch fast gleich groß; dagegen entsteht in dieser Höhe auch über dem Oberengadin infolge der Erwärmung eine Drucksteigerung, die mit 0,66 mm mehr als $\frac{4}{5}$ der andern über dem Bergell erreicht. In diesem Niveau bleibt somit vom Bergell zum Engadin nur ein ganz minimaler Ueberdruck von 0,15 mm übrig, der in Analogie mit *Hanns* Ansatz, vorausgesetzt, daß dieser überhaupt richtig wäre, zu einer Windgeschwindigkeit von etwa 1 m/sec Veranlassung geben könnte, nicht aber zum Zehnfachen davon, wie ich es beobachtet habe.

Meiner Rechnung habe ich, vor allem der strengen Vergleichbarkeit wegen, zunächst die Annahme zugrunde gelegt, daß die

Temperaturzunahme im Laufe des Tages sowohl im Engadin wie im Bergell in Bodennähe 8° betrage. Nun können wir aber aus den schweizerischen Klimatabellen³³ ersehen, daß in Sils die Temperaturamplitude bedeutend größer ist als in Castasegna; es ist daher auf Grund der Beobachtungen vollkommen gerechtfertigt, wenn wir für das Bergell eine durchschnittliche tägliche Temperaturschwankung von 8° , für das Oberengadin dagegen von 10° annehmen. In diesem Falle wird dann die berechnete Drucksteigerung über dem Engadin stärker und beträgt im Niveau von Muottas Muraigl 0,83 mm. Es ergibt sich daraus, daß in dieser Höschicht unter einleuchtenden Annahmen kein Ueberdruck vom Bergell zum Engadin besteht, und daß infolgedessen hier Druckgleichgewicht und Windstille herrschen müßten.

Aus dieser Berechnung der Drucksteigerung an den vier maßgebenden Punkten ersehen wir, daß die von *Hann* benützte Formel mit seinen Annahmen zu einem Widerspruch mit den Beobachtungen führen muß, sobald man sie konsequent anwendet; die Rechnung, mit der *Hann* seine Malojawindtheorie zu stützen sucht, ist somit unrichtig und kann den beabsichtigten Beweis nicht erbringen. Allerdings hat *Hann*³⁴ auch den über dem Engadin entstehenden Gegendruck berechnet, jedoch nur für eine Höhe von 100 m; er hat dabei offenbar übersehen, daß der Gegendruck in Bodennähe klein ist und oberhalb 100 m noch stark anwächst. Er hat vielleicht auch die Höhenerstreckung des MW unterschätzt und als häufiger Besucher des Oberengadins sein Augenmerk nur auf die auffallenden Vorgänge in Bodennähe gerichtet. Ich habe dagegen den Vorzug systematischer Beobachtungen in Muottas Muraigl, aus denen ich die große Mächtigkeit des MW ersehe.

Neben diesem Punkte, dessen Schwäche sich auf rein mathematischem Wege erkennen läßt, bestehen auch noch Bedenken physikalischer Natur gegen *Hanns* Anschauungen. Die Hebung der Luftschichten infolge Erwärmung ist ein reiner *Expansionsvorgang*, und die Geschwindigkeit solcher Vorgänge ist bekanntlich ungeheuer viel kleiner als die der Konvektionsströ-

³³ *Maurer, Billwiller* und *Hess*, Das Klima der Schweiz. 2. Band, S. 166 und 206, 1910.

³⁴ *Met. Ztschr.*, Bd. 27, S. 497, 1910.

mungen. Eine Expansionsbewegung wird daher auf keinen Fall ausreichen, um einen Wind von der Stärke des MW zu erklären. Eine kleine thermodynamische Ueberschlagsrechnung, der ich jedoch wegen der Unsicherheit der zugrunde gelegten Annahmen kein zu großes Gewicht beimessen möchte, wird dies dartun.

Betrachten wir das Bergell als Luftreservoir; seine Länge vom Comersee bis Maloja sei 40 km, seine durchschnittliche Breite 2 km; die durchschnittliche Höhe des Talbodens beträgt etwas über 800 m ü. M. Die Höhe des Luftreservoirs unterhalb des für unsere Betrachtung als obere Grenze anzunehmenden Niveaus von Maloja können wir somit im Mittel zu 1 km setzen. Dieses Luftreservoir enthält somit 80 km^3 oder $80,000,000,000 \text{ m}^3$ Luft. Wie wir oben gesehen haben, können wir die mittlere Temperatursteigerung dieser Luftmasse im Laufe des Tages zu rund 2° annehmen. Die durch die Ausdehnung aus dem oben und bei Maloja offenen Luftreservoir verdrängte Luftmenge beträgt deshalb

$$\frac{2 \cdot 80,000,000,000}{273} = 586,000,000 \text{ m}^3.$$

Da sich diese Menge auf etwa 10 Stunden verteilt, so stehen pro Sekunde $16,300 \text{ m}^3$ zur Verfügung. Nehmen wir noch an, daß die Hälfte dieser Luftmasse³⁵ über den etwa 1 km breiten Maloja- paß abströmt, so entfallen auf einen Meter der Paßbreite 8 m^3 ; dies würde ganz ähnlich wie bei *Hanns* Rechnung den ungefähr gleich beobachteten Wind von 8 m/sec ergeben, falls er nur einen Meter hoch hinaufreichte. Da jedoch seine Erstreckung bis in 1000 m Höhe angenommen werden kann, so ist die durch den Expansionsvorgang erzeugte Luftbewegung etwa 1000 Mal zu schwach.

Physikalisch unrichtig an *Hanns* Anschauungen ist auch die Vorstellung, daß er den Expansionsvorgang zerlegt in eine vertikale Hebung der Luftschichten und ein horizontales Abströmen der gehobenen Luftmassen. In Wirklichkeit ist keine Richtung ausgezeichnet und die durch die Erwärmung erzeugten Druckunterschiede pflanzen sich nach allen Seiten gleich fort. In meiner

³⁵ Da wohl auch über die übrigen Pässe und Gräte der gegen 100 km langen Umgrenzungslinie des Bergells von der überschüssigen Luft abströmt, so ist wahrscheinlicher, daß nicht einmal die Hälfte auf Maloja entfällt.

Ueberschlagsrechnung habe ich diesen Fehler *Hanns* dadurch vermieden, daß ich der Berechnung der Ausdehnung die Luftmasse des Bergells als Ganzes zugrunde gelegt habe.

4. Versuch einer neuen Malojawindtheorie.

Aus den vorangehenden Ueberlegungen — aus *Kleinschmidts* Kritik und aus meinen Einwänden gegen *Hanns* Rechnung und gegen seine Auffassung des Malojawindes als eines Expansionsvorganges — ersehen wir in Verbindung mit meinen Beobachtungen, die eine große Höhenerstreckung des Malojawindes ergeben haben, daß die Theorie von *Billwiller* und *Hann* mit den Tatsachen im Widerspruch steht. Es erhebt sich daher die Aufgabe, sie entweder sachgemäß abzuändern oder durch eine neue Theorie zu ersetzen. Ich bin nun noch nicht in der Lage, eine neue detaillierte Theorie des Malojawindes zu entwickeln und durch Beweismaterial zu belegen, denn dazu bedarf es noch weiterer Beobachtungen; immerhin möchte ich hier kurz skizzieren, in welcher Richtung meines Erachtens eine neue Theorie am ehesten Erfolg haben wird.

Ich glaube, man wird die einfachste und beste Lösung des Malojawindproblems finden, wenn man den Malojawind als den normalen, aufsteigenden Talwind des Bergells auffaßt. Um diese Deutung zu verstehen, wollen wir uns die orographischen Verhältnisse des Bergells und des Oberengadins vergegenwärtigen. Die Talsohle des Bergells weist bis oberhalb Casaccia eine durchschnittliche Steigung von 4—6% auf; beim Steilabsturz unterhalb Maloja steigt das Gelände auf eine Horizontaldistanz von 600 m um 250 m an, was eine Steigung von 42% ergibt. Nach der Malojapaßhöhe (1809 m) geht es nur ganz wenig abwärts, vom Silsersee bis zum St. Moritzersee senkt sich auf eine Horizontaldistanz von 16 km das Talniveau nur von 1800 m auf 1771 m, was einem Gefälle von 0,2% entspricht. Oberhalb und unterhalb des St. Moritzersees schieben sich zwei Hügel als Querriegel in das Tal; der erste (bei der Villa Story und beim Suvrettahaus) hat eine Höhe von 1850 m, der zweite, an den St. Moritz angelehnt ist, ist etwa 1830 m hoch.

Betrachten wir nun dieses Gelände als Ganzes, so erkennen wir, daß zwar wohl die Wasserscheide bei Maloja liegt, nicht dagegen der höchste Talriegel; sondern die beiden Hügel oberhalb und unterhalb des St. Moritzersees sind noch höher als die fast ebene Schwelle von Maloja. Wohl durchbricht der Inn diese zwei Talriegel zuerst beim Suvrettahaus und dann in der tiefen Charnadüraschlucht; für die Luftströmungen ist dagegen mehr der allgemeine Verlauf des Geländes maßgebend. So können wir das Oberengadiner Seengebiet, zwar nicht in hydrographischer und wohl auch nicht in genetischer, jedoch in orographischer Hinsicht als oberste Stufe des Bergells, nicht des Engadins, ansehen.

Im Sommer bläst nun im Bergell unten der normale aufsteigende Talwind mit beträchtlicher, oft großer Intensität; so ergeben in Castasegna im Sommer beinahe die Hälfte aller Nachmittagsbeobachtungen SW-Wind, während er am Morgen und am Abend fast ganz fehlt³⁶. Da ist es dann ganz natürlich, daß der aufsteigende Talwind auch die oberste Stufe des Bergells, eben das Oberengadiner Seengebiet, überstreicht. Eine Erklärung des Malojawindes auf dieser Grundlage läßt dann auch seine große Höherstreckung verständlich erscheinen; denn aufsteigende Talwinde sind von *H. Pernter* mit Hilfe von Pilotballonbeobachtungen schon bis in Höhen von 2000 m über dem Talboden festgestellt worden³⁷.

Man könnte hier nun einwenden, wenn der Malojawind wirklich nur ein Talwind des Bergells wäre, so dürfte er bis zum höchsten Talriegel beim Suvrettahaus wehen, jedoch nordöstlich von St. Moritz, also in Samaden und Bevers, nicht mehr bemerkbar sein. Darauf ist zu entgegnen, daß der untere Teil des Oberengadins zwischen Celerina und Scanfs auch nur ein sehr geringes Gefälle von 0,4‰ besitzt und deshalb nur einen unbedeutenden eigenen aufsteigenden Talwind erzeugen kann. Wenn nun aber auf der Ebene zwischen Maloja und St. Moritz der Malojawind mit großer Intensität und in großer Höherstreckung bläst, so ist es klar, daß er sich von den beiden an sich nur kleinen Talriegeln bei St.

³⁶ Vergl. *Maurer, Billwiller* und *Hess*, Das Klima der Schweiz. 1. Band, S. 260, 1909.

³⁷ Vergl. *Hann*, Ueber die Theorie der Berg- und Talwinde. Met. Ztschr. Bd. 36, S. 287—289, 1919.

Moritz nicht aufhalten läßt, sondern darüber hinweg schießt. In seinem weitem Verlaufe wird er dann von dem schwachen, aus dem Unterengadin aufwärts fließenden Talwind immer mehr gebremst, und bei Zuoz und Scans ist in der Tat seine Intensität nur mehr gering.

Am Beispiele des MW sehen wir so die drei Bedingungen verwirklicht, die erfüllt sein müssen, damit ein aufsteigender Talwind aus dem Tale seiner Entstehung in das jenseits der Wasserscheide liegende hinübergreifen kann:

1. Das Tal der Entstehung muß eine beträchtliche Steigung aufweisen und so zu kräftigem aufsteigendem Talwind Anlaß geben;

2. das jenseits der Wasserscheide anstoßende Tal darf nur ein schwaches Gefälle besitzen und deshalb nur einen schwachen aufsteigenden Talwind erzeugen;

3. zwischen beiden Tälern darf nur eine orographisch schwache Trennung bestehen.

Die im Vorstehenden skizzierte Theorie des Malojawindes kann jedoch erst als gesichert angesehen werden, wenn sie noch in mehreren Punkten durch Beobachtungen gestützt ist. So muß die Höhererstreckung des Malojawindes, auf die ich nur durch Beobachtungen an den Bergen habe schließen können, durch Pilotballonbeobachtungen in der Talmitte über dem freien Seengebiet und dem Bergell nachgeprüft werden; der hier vermutete Zusammenhang zwischen dem Talwind des Bergells und dem Malojawind ist durch korrespondierende Windbeobachtungen in beiden Tälern nachzuweisen. Weniger wichtig für die Deutung und mehr nur von theoretischem Interesse wäre es, die Temperaturschichtung über dem Bergell und dem Oberengadin durch Drachen- oder Registrierballonaufstiege an besonders geeigneten Tagen zu untersuchen, um zuverlässige Unterlagen für die Durchrechnung des Problems zu gewinnen. Ich hoffe, in absehbarer Zeit die beiden ersten Fragen der Lösung näher zu bringen; für die Windbeobachtungen im Bergell und im Oberengadin würde mir die Mitarbeit an der Erforschung ihrer Heimat interessierter Bewohner dieser Täler von großem Werte sein.

B a s e l, Ostern 1924.

