

Über die
Wolkenbildung in Alpentälern.

Beiträge zum
Mechanismus der Wolkenbildung.

Von

Heinz von Ficker, stud. phil.

Einleitung.

Gegenüber Stationen im flachen Lande bietet bei Ausführung von Wolkenbeobachtungen eine im Gebirge gelegene Station wie Innsbruck mannigfache Vorteile. Wohl ist der Sehbezirk an sich ein geringerer, aber dieser Nachteil scheint dadurch reichlich aufgewogen, daß die umliegenden Bergkämme bei Beobachtung spezieller Wolkenformen—Stratus und stratusartiger Gebilde vor allem — sehr häufig eine genaue Höhenbestimmung ohne instrumentelle Messung ermöglichen, die ja gerade bei Stratus oft unmöglich ist. Ferner ist oft eine Bestimmung der vertikalen Mächtigkeit einer Wolkenform möglich. Bewegungen, besonders auch in vertikaler Richtung, sind leicht zu erkennen, so daß sich oft durch direkte Beobachtung Einblicke in die Genesis verschiedener Bewölkungstypen erschließen. Es kommen Details zur Beobachtung, die über dem flachen Lande fast nur durch Ballonfahrten erschlossen werden können.

Der Nachteil, den eine Talstation wegen ihres geringeren Sehbezirkes unleugbar hat, kann aber sehr leicht dadurch behoben werden, daß man z. B. von Innsbruck aus leicht ohne großen Zeit und Kostenaufwand eine Höhenstation erreichen kann, was besonders dann notwendig erscheint, wenn Bodennebel die Beobachtung der

Bewölkungsverhältnisse in höheren, atmosphärischen Regionen unmöglich macht. Dazu kommt als weiterer Vorteil, daß die Beobachtung von einer Höhenstation aus Schätzungsfehler der Höhe eines Wolkengebildes wesentlich verringert; deshalb sind Beobachtungen aus mittleren Höhen, etwa von Stationen aus, die zwischen 1000 m und 2000 m liegen, am zuverlässigsten, da Beobachtungen aus größeren Höhen Schätzungsfehlern im umgekehrten Sinne unterliegen.

Die Beobachtungen, auf welchen diese Untersuchung basiert ist, wurden gewonnen in Innsbruck 572 m, Igls 876 m und auf dem Kaiser Franz Josef Schutzhaus auf dem Patscherkofel 1970 m. Nur einzelne Beobachtungen aus anderen Örtlichkeiten wurden miteinbezogen, was aber jedesmal vermerkt wird. Besonders die Lage des Patscherkofelhauses bietet für Wolkenbeobachtungen große Vorteile, da dem Blicke nicht nur ein weiter Bergkranz, sondern auch ein großer Teil des Inntales erschlossen ist. Von großem Werte war es ferner, daß vom Patscherkofel aus die Zugspitze im Wettersteingebirge 2964 m zu sehen ist, auf deren Gipfel bekanntlich das der kgl. bayer. met. Zentralanstalt unterstehende Observatorium liegt. Für die Kenntnis der Wind- und Bewölkungsverhältnisse in höheren Luftschichten war die Benützung der Zugspitz-Morgenmeldungen unerläßlich. Die Morgendaten dieses Observatoriums wurden immer dem Telegrafischen Wetterberichte der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien entnommen.

Die wertvollsten Beobachtungen wurden auf dem Patscherkofel gewonnen. Der Verfasser war durch die Bedienung von Registrierapparaten gezwungen, allwöchentlich den Patscherkofel zu besuchen und zwar während eines ganzen Jahres. Der Auf- und Abstieg bot fast jedesmal reichlich Gelegenheit zu instruktiven Beobachtungen der Bewölkung. Im Frühjahr 1904 weilte der Verfasser während vierzehn Tagen auf dem Schutzhaus,

um Weihnachten des gleichen Jahres 8 Tage. Da die Beobachtungen in erster Linie Föhnuntersuchungen galten, so war ohnehin die Führung eines genauen Wetterbuches notwendig, in welches bald nach Beginn der Beobachtungen auch möglichst genaue Daten der jeweiligen Bewölkung aufgenommen wurden, so daß schon innerhalb kurzer Zeit ein verhältnismäßig großes Material gewonnen wurde.

Die Beobachtungen erstreckten sich über den Zeitraum von einem Jahr (Jänner 1904 — März 1905, ausschließlich Juli und August 1904).

Die Kürze der Dauer der Beobachtungen scheint den Wert einer Arbeit zu vermindern, die in erster Linie anscheinend nur lokales Interesse hat, da sie ja vorwiegend nur lokale Bewölkungsformen behandelt. Die Arbeit geht allerdings aus von lokalen Einzelfällen, ergab aber doch das allgemeine Resultat, daß für die Wolkenbildung in Alpentälern in erster Linie die orographischen Verhältnisse maßgebend sind, d. h., daß diese auf eine, durch die allgemeine Wetterlage bedingte Bewölkung in ganz bestimmter Richtung einwirken.

Die Arbeit knüpft vielfach an an eine frühere Untersuchung¹⁾ des Verfassers, die aus Einzelfällen die Begleiterscheinungen des Föhnverlaufes im Tale zu erschließen suchte. In dieser Arbeit wurde nachgewiesen, daß der regelmäßige, kontinuierliche Verlauf des Föhns, den wir in der Höhe beobachten, im Tale fast regelmäßig Unterbrechungen erfährt, die im Tale den Föhn zum Erlöschen bringen und eine Föhnpause bewirken, die vor allem durch eine starke Temperaturerniedrigung gekennzeichnet ist, während 300 m höher, in Igls der Föhn zu meist andauert. Es wurde nachgewiesen, daß diese Föhnpausen dadurch entstehen, daß kalte Luft aus dem Ober-

¹⁾ Innsbrucker Föhnstudien. I. Beiträge zur Dynamik des Föhns. Deukschrift der kais. Akad. der Wissenschaften in Wien, Bd. LXXVIII. 1905.

inntal, wo die Föhnwirkung nur eine sehr geringe ist, sich im Tale vorschiebt, sich unter die warme Föhnströmung lagert und den Föhn dadurch im Tale für mehrere Stunden zum Erlöschen bringt. Es wurden Fälle erwähnt, wo die Abkühlung während der Föhnpause oder in dem ganz ähnlichen, nur intensiveren Falle des gänzlichen Erlöschens des Föhns, hinreichend war, um Bodennebel zu bilden. Wir finden also Fälle, wo der Bodennebel nicht durch Ausstrahlung an Ort und Stelle entsteht, sondern durch den Einbruch kalter Luft aus einem Nachbargebiete erzeugt wird. Solche Fälle sind lehrreich und mit Rücksicht auf spätere Untersuchungen mögen sie hier in die Einleitung aufgenommen werden.

Bodennebel, der direkt dem Talboden auflagerte — und nur auf diese Wolkenform kann der Name Bodennebel angewendet werden — und nicht als Effekt der Ausstrahlung angesehen werden konnte, konnte mit Sicherheit nur in drei Fällen nachgewiesen werden. Ich notierte am 5. Febr. 1904:

Hl. Wasser 8 a: Von Innsbruck bis über Igls, bis 1100 m hoch, Nebel, der im Inntale wie ein See liegt. Über dem Nebelmeer liegt eine dünne blaue Dunstschicht. Von der oberen Grenze des Nebels lösten sich einige Fetzen los und stiegen in die Höhe. Die höchsten Gipfel der Nordkette tauchen in ein höher liegendes, stark bewegtes Stratussystem¹⁾. In der Höhe Wolkenzug aus S.

Patscherkofel 11.¹⁵ a: Bodennebel im Inntal aus den Rändern ausgefranst, Niveau seit 8 a um ca 200 m gefallen. Im obersten Inntale (bei Telfs), im Silltal und im Stubaital kein Bodennebel, sondern nur eine durch-

¹⁾ Über die Bildung dieses Stratus siehe

sichtige Dunstschichte. Himmel total bewölkt, Stratus bis 2500 m herab. SE—S Wind, leise.

Hl. Wasser 12.²⁵ p: Bodennebel im Inntale hat an Dichtigkeit und Höhe abermals abgenommen, und reicht nur mehr bis 800 m. (Nach Erklärung der Wirtsleute in hl. Wasser hat sich der Bodennebel am 4. Februar abends zu bilden begonnen.)

Igls 1.⁴⁰ p: Der Bodennebel hat neuerdings an Dichtigkeit verloren und zeigt mehr „Dunstcharakter.“

Zu dieser Beobachtung ist zu bemerken, daß am Vortage, dem 4. Febr., ein sehr heftiger Föhn wehte, der in Innsbruck um 7 p erlosch, worauf die Temperatur während der zwei folgenden Stunden um 8·0° C sank. Um diese Zeit begann im Tale die Bildung des Bodennebels. In Igls wehte der Föhn um 6 Stunden länger, so daß wir 300 m über dem Tale eine um 5·0°—6·0° C wärmere Luftströmung haben. Die rasche Abkühlung in Innsbruck kann also nicht auf Ausstrahlung zurückgeführt werden. Anderenorts ¹⁾ wurde ausführlich nachgewiesen, daß die rasche Abkühlung erzeugt wird durch den keilförmigen Einschub kalter Luftmassen von Westen her unter die Föhnströmung. Erst nachdem die kalte Luftströmung über Igls hinauf anschwoll, sank hier die Temperatur ebenfalls binnen wenigen Stunden um 8·0° C. Dieses Heranwehen kalter Luft erzeugte Bodennebel, wobei in Igls die relative Feuchtigkeit von 58% auf 98% stieg. Über Igls jedoch dauerte die warme Föhnströmung noch während des 5. Febr. an, was aus der Temperaturverteilung um 7 a deutlich hervorgeht:

Innsbruck	576 m	1·0° C, Bodennebel
Igls	876 m	—1·0° C, Bodennebel

¹⁾ Innsbrucker Föhnstudien I.

Hl. Wasser, 1240 m 2·5° C, windstill.

Patscherk, 1970 m —1·1° C, S1—2

Zugspitze 2964 m —6·0° C, SE3, Bew. 2.

Daß bei dieser Temperaturverteilung und mit Rücksicht auf die Verspätung des Eintrittes der Abkühlung in den verschiedenen Stationen, die Abkühlung selbst und die hiemit verbundene Bodennebelbildung nicht als Effekt der starken Wärmeausstrahlung des Bodens aufgefaßt werden kann, braucht wohl nicht weiter bewiesen zu werden. Im Tale trat nicht die Abkühlung ein, weil der Föhn erlosch, sondern die durch Hereinbrechen kalter Luft erzeugte Abkühlung war die Ursache des Föhnendes im Tale. Wir finden den gleichen Vorgang fast bei jedem Föhn.

Wie aus der mitgeteilten Beobachtung hervorgeht, war im Silltale und Stubaitale keine Bodennebelbildung erfolgt, während der durch Ausstrahlung entstehende Bodennebel sich gleichmäßig in alle Seitentäler hineinzieht. Daraus geht hervor, daß die Bodennebelbildung nur der Effekt einer Luftströmung war, die sich im Inntal von Westen ¹⁾ her entwickelt hat. Beachten wir ferner noch, daß im obersten Teile des vom Patscherkofel sichtbaren Teiles des Inntales (bei Telt's) kein Nebel beobachtet wurde, so können wir die Grenzen noch enger ziehen und das Quellgebiet der kalten Luftströmung fast mit Sicherheit auf dem Hochplateau bei Seefeld und den Gebieten, mit welchen diese tiefe Senkung der nördlichen Kalkalpen in Verbindung steht, suchen. Doch ist die Beobachtung zu wenig exakt, um diesem Schlusse einen größeren Wert als den einer Vermutung zu geben. Denn die direkte Beobachtung bezog sich nur auf die bereits erfolgte Bildung des Bodennebels, nicht aber auf die ge-

¹⁾ Dieses keilförmige Eindringen kalter Luft geht immer aus dem Ob.-Inntal, also von W her vor sich. S. Innsbrucker Föhnstudien I.

netischen Verhältnisse, in welche wir allerdings durch die Temperaturregistrierungen einen Einblick erhielten.

In Betreff der an diesem Tage beobachteten Stratusbildung muß ich auf später verweisen.

Auf einen Vorstoß kalter Luft aus dem Oberinntal muß auch die Bodennebelbildung am Morgen des 14. Febr. 1904 zurückgeführt werden. Am 13. Februar starker Föhn. Die Beobachtung vom 14. Februar lautete:

Innsbruck 8 a: Dichter, feuchter Bodennebel.

Igls 10 a: Im Tale Bodennebel bis 700 m, oben ausgefranst. Hat sich in Igls eben gelöst. In Igls sehr heftiger Föhn. Von der Oberfläche des Bodennebels werden Fetzen losgerissen und gegen die Nordkette geführt, auf deren Kamme Wolkenbankbildung.

Lauserkopf bei Igls 11 a: Föhnsturm. Bodennebel östl. Innsbruck verschwunden, keine Dunstbildung.

Innsbruck 1 p: Bodennebel auch im Oberinntal verschwunden. Föhn sehr stark. Himmel total bewölkt. Stratus!

Die Bodennebelbildung ist auf die gleiche Ursache zurückzuführen wie am 5. Febr. Die Abkühlung hatte in Innsbruck sowohl als in Igls 9.0° C betragen. Doch ist in diesem Falle die Auflösung des Bodennebels durch die erneut durchbrechende, warme Föhnströmung bewirkt worden.

Diese Fälle beweisen, daß Kaltluftgebiete, die sich im Oberinntal bilden, zwischen den das Inntal begleitenden Bergketten eine leichte Bahn zu einem Vorstoß in das durch den Föhn erwärmte Gebiet von Innsbruck finden, ein dynamischer Vorgang, der sich im nördlichen Alpenvorlande nicht so leicht und nicht so regelmäßig entwickeln kann, weil die Natur die Bahn der kalten Luftströmung nicht durch hohe Bergkette so genau diktiert und regelt, wie es in einem großen Alpenlängstale der Fall ist.

Die Breite des kalten Luftstromes ist im Inntale genau geregelt durch den Querschnitt des Tales. Bei immer neuer Zufuhr von kalter Luft kann nur die vertikale Mächtigkeit des Luftstromes anschwellen und der Vorstoß sich weiter talabwärts erstrecken.

Das Anwachsen in die Breite ist unbedeutend, weil es nur abhängt von der Verbreiterung des Talquerschnittes in einem höheren Niveau. Im Alpenvorlande und im Flachlande dagegen wird ein kalter Luftstrom sich auch seitlich sehr bedeutend ausdehnen können, so daß die Kraft, die ihn zwingt, sich keilförmig unter eine warme Luftströmung zu lagern, wesentlich geringer sein wird. Im Inntale jedoch haben wir bei Föhn ein in natürliche Grenzen eingeschlossenes System, das aus einem kalten Gebiete im Oberinntal und einem warmen Gebiete bei Innsbruck besteht. Es würde jedoch weitab von dem eigentlichen Zwecke führen, wollte man die theoretischen Betrachtungen, die M. Margules in seiner neuesten Arbeit über die Gleichgewichts- und Verlagerungsverhältnisse in einem geschlossenen System verschieden temperierter Luftgebiete anstellt, auf ein so konkretes Beispiel anwenden. Immerhin zeigen uns die Beobachtungen im Inntale bei Föhn ein außerordentlich schönes Beispiel für das Bestehen eines solchen geschlossenen Systemes, wenn auch nur in kleinen Verhältnissen.

Diese Fälle zeigen uns, wie die Nebelbildung durch das Einbrechen kalter Luft verursacht wurde. Im allgemeinen ist die Bodennebelbildung ja Effekt der Ausstrahlung. Diese Fälle aber zeigen uns die mit Wolkenbildung verbundene Einwirkung der Luft im föhnlosen Gebiete auf das Föhngebiet selbst, wobei die orographischen Verhältnisse eine sehr begünstigende Rolle spielten.

Eigentlicher Zweck der Arbeit ist nun nachzuweisen, daß auch ausgedehntere Wolkenformen im Inntale auf den Einbruch von Luft aus dem Alpenvorland in das Inntal, allgemeiner in Alpentäler überhaupt, zurückzuführen sind,

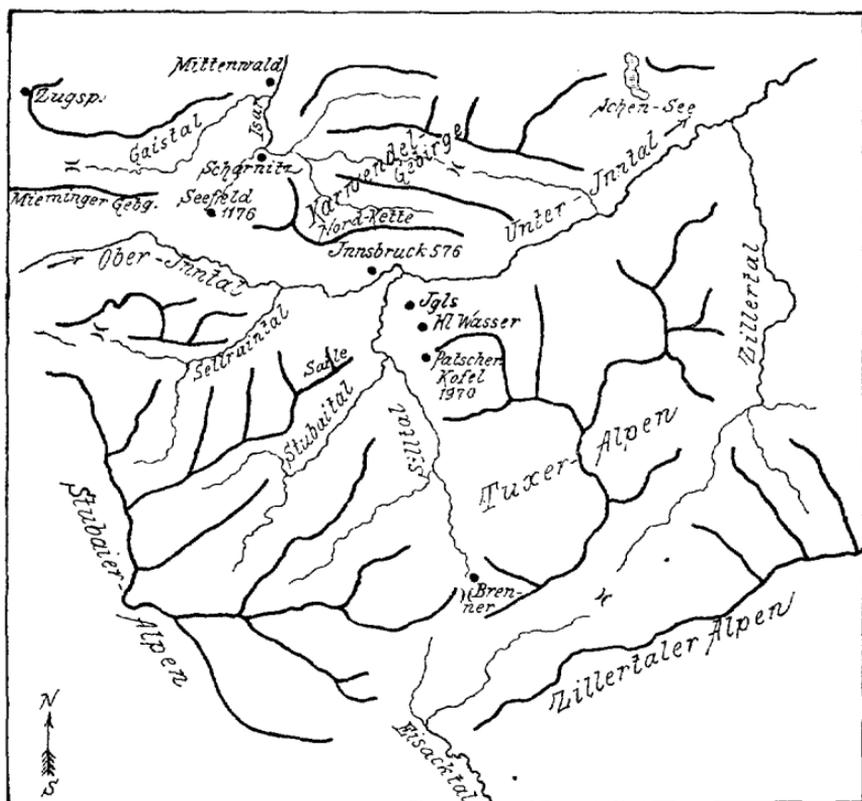
wobei das Auftreten dieser Formen durch die gegebenen, orographischen Verhältnisse in ganz bestimmter Weise beeinflußt und bestimmt wird.

Deshalb ist vor allem eine genauere Darlegung der orographischen Verhältnisse des Inntales bei Innsbruck notwendig, an welche sich eine Charakteristik der behandelten Wolkenformen anschließen wird.

Innsbruck liegt im Inntale, also in einem west-östl. verlaufenden Längstale der Alpen. Im Süden begleiten die Centralalpen das Tal, im Norden ist der Talverlauf, so weit er für uns in Betracht kommt, durch die Kalkalpen vom nördl. Alpenvorlande und von der bayerischen Hochebene geschieden, in welcher letztere der Inn erst weit östl. austritt. Im Süden legt die Sill Bresche in den Bergwall der Zentralalpen und scheidet die Zillertaler-Tuxerkette (östl.) von den Stubaieralpen (westl.). Die Zillertaler senden als letzten Ausläufer gegen Innsbruck den Patscherkofel vor, während von den Stubaier Bergen für uns deren zentrale Gletscherreviere, sowie der weit gegen das Inntal vorgeschobene Berg Saile 2400 m von Wichtigkeit sind. Westl. der Saile finden wir die Berge des Sellraintales, welche ebenfalls wiederholt zitiert werden. Auch das Stubaital, ein mächtiges Seitental des Silltales findet sich erwähnt.

Im Norden scheinen die Verhältnisse verwickelter. Westl. von Innsbruck, im Oberinntal schneidet das Hochplateau von Seefeld 1180 m tief in die nördlichen Kalkalpen ein und bildet so eine nahe, tiefe Verbindung mit dem nördl. Alpenvorlande. Westl. von diesem Hochplateau erhebt sich das Mieminger Gebirge (Hohe Munde) steil aus dem Inntale, fällt nach Norden in das tief eingeschnittene Gaistal ab, aus dem sich im Norden der Mauerwall des Wettersteingebirges (Zugspitze 2964 m) erhebt. Das Gaistal ist im W durch einen flachen Sattel mit dem Becken von Ehrwald und somit mit dem Alpenvorlande in Verbindung, so daß hier, zwischen Mieminger- und Wetter-

steingebirge sehr leicht eine von W und NW kommende Luftströmung eindringen kann. Ferner ist zu bemerken, daß der Höhenunterschied zwischen dem Seefelderplateau und dem mittl. Gaistale sehr gering ist. Vom Seefelder plateau nun zieht ein kurzes Tal abwärts nach N, welches jedoch vom unteren Teile des Gaistales, dem Leutaschtale durch den kurzen, aber steilen und hohen Kamm der Arnspitzen geschieden ist. Das kurze, bei Seefeld entspringende Tal mündet bei Scharnitz in das Isartal ein, welches seine Gewässer in den Tälern des Karwendelge-



Das Inntal bei Innsbruck.

birges sammelt, und das Seefelderbecken dergestalt im N mit dem nahen, nördl. Alpenvorlande verbindet. Nördl.

von Scharnitz, ebenfalls im Isartale liegt, bereits auf bayerischem Boden, Mittenwald. Das Karwendelgebirge aber erhebt sich östl. des Seefelderplateaus und besteht aus 4 mächtigen, west-östl. streichenden Parallelketten, deren südlichste sich unmittelbar über Innsbruck erhebt und als Nordkette bezeichnet wird. Die komplizierten Verhältnisse werden am besten verdeutlicht durch beifolgende Skizze.

Wichtig ist vor allem, daß die nördlich. Kalkalpen bei Seefeld durch eine tiefe Senkung unterbrochen sind, welche im Norden und Westen mit tieferen Luftschichten im nördl. Alpenvorland in Verbindung steht. Neben dieser Senkung spielt der Fernpaß im Oberinntal und die Depression des Achenpasses im Unterinntale (Achensee) eine geringere Rolle.

Die Wolkenformen, die zur Untersuchung kommen, lassen sich folgendermassen charakterisieren:

1. Talnebel: Diese Bezeichnung wurde aus dem Beobachtungsjournale übernommen und findet ihre Anwendung auf Stratusdecken, die sich über dem Tale bilden, ohne bis zur Kammhöhe der Gebirge hinaufzureichen. Um diese Wolkenform handelt es sich gewöhnlich, wenn über dem Inntale ein kompaktes Nebelmeer ruhig lagert und in alle Seitentäler und ihre feinsten Verzweigungen hineinflutet, das Becken von Seefeld überflutet und wie eine Meeresbucht in das Gaistal hineinzieht. Die Ausdehnung und das obere Niveau sind naturgemäß nur durch Beobachtung von der Höhe aus zu bestimmen. Unter der Wolkendecke im Tale vollkommen trübe Tage, über den Höhen zumeist wolkenloser Himmel. Das untere Niveau der Stratusdecke finden wir immer in einer Höhe von 1100—1400 m, die Höhe des oberen Niveaus bei den einzelnen Fällen sehr verschieden. Diese Wolkenform erhält sich oft längere Zeit. Innerhalb der scheinbar unbeweglich ruhigen Stratusschichte oft sehr lebhaft, wenn auch der Richtung nach schwer bestimmbare Strömungen.

Vor der Auflösung beobachten wir immer deutliche Kumulierung an der Oberfläche der Stratusdecke. Oft lösen sich Wolkenfetzen von der Oberfläche los und steigen rasch in die Höhe, wo sie sich auflösen. In anderen Fällen jedoch geschieht die Auflösung der Wolkendecke dynamisch durch eine wärmere, in der Höhe einsetzende Luftströmung (Föhn). Nach der Auflösung finden wir zumeist Dunstbildung.

2. Stratusdecke: Als solche wird eine gleichförmig graue, über das ganze Tal sich spannende Wolkendecke bezeichnet, welche die sichtbaren Berggipfel entweder ganz frei läßt, tangiert oder einhüllt. Diese Wolkenform ist oft kombiniert mit dem unter (1.) geschilderten Talnebel, so daß die Stratusdecke oft tief in das Tal niederreicht. Von der Höhe aus läßt sich jedoch fast immer eine Unterscheidung der beiden, durch Stratusbildung ausgezeichneten Niveaus durchführen. Ferner zeigen die Beobachtungen aus der Höhe, daß die untere Grenze der Bewölkung dann im Norden tiefer liegt, daß also das ganze, kombinierte Wolkensystem von Norden gegen Süden ansteigt, was aber oft dadurch eintritt, daß die tiefer liegende Schichte, der Talnebel, gegen Süden auskeilt. Der Bereich dieser Stratusdecke scheint auf die Nordseite der Zentralalpen beschränkt, auf der Südseite findet eine rasche Auflösung des Stratusschildes statt.

Diese Bewölkung ist meist mit Niederschlag verbunden, von fein körnigen, spärlichen Schneeflocken bis zu äußerst intensivem Schneefall, letzteres immer dann, wenn gleichzeitig die Stratusdecke mit dem in ein tieferes Niveau hinabreichenden Talnebel verbunden ist. Die Stratusdecke bildet sich fast nur bei steigendem Luftdrucke und scheint somit das Produkt einer ganz bestimmten Wetterlage. Die Stratusdecke bildet sich, von seltenen Ausnahmefällen abgesehen, immer von W her aus, wobei ihrer Ausbildung meist mit Wogenbildung verbundene Cirro-Stratusbildung von Westen bis Süden vorausgeht.

Vor der gänzlichen Auflösung geht die Stratusdecke immer zuerst in Fraktostratus oder Stratocumulus über. — Prognostisch ist diese Wolkenform wichtig wegen der oft sehr intensiven Niederschläge, die sie nach sich zieht.

3. Wolkenbänke: Diese treten am häufigsten auf an den Kämmen der Berge oder im Gehänge der Bergketten um Innsbruck. Die an den Hängen auftretenden Bänke bilden sich weitaus am häufigsten in der Höhengschichte zwischen 1100 m und 1600 m. Besonders nach unten sind diese Wolkengebilde, die sich am häufigsten an der Norekette bilden, immer glatt abgeschnitten, während die vertikale Mächtigkeit bei konstanter Basis oft sehr rasch wechselt. Die Struktur dieser Wolken, die ungemein häufig auftreten, ist stratusartig. Sehr häufig sind auskeilende Formen zu beobachten. Auffällig ist vor allem das Auftreten in gewisser Höhe. Von der Höhe aus kann beobachtet werden, daß sehr häufig auch in der freien Atmosphäre über dem Tale stratusartige Wolken von geringer Ausdehnung in gleicher Höhe wie die Bänke auftreten. Der Auflösung der Wolkenbänke geht Kumulierung voraus, an Stelle jener, die im Gehänge sich gebildet hätten, treten nach erfolgter Auflösung Dunstschichten von gleicher Mächtigkeit. Sehr selten rückt eine Wolkenbank vor der Auflösung in ein höheres Niveau. Eine Verwandtschaft dieser Gebilde mit den in (1.) und (2.) geschilderten Stratusdecken ist nicht zu verkennen. Dadurch, daß diese stratusähnlichen Gebilde sich an allen Berghängen, aber immer in bestimmten Höhengschichten bilden, ist eine leichte Unterscheidung gegeben von einer anderen, besonders im Sommer häufigen Form von Wolkenbänken.

Im Sommer bilden sich an heiteren, warmen Tagen sehr häufig an den Südabhängen der Bergketten lange Wolkenbänke, welche aber keine Stratusformen zeigen, sondern aus kleinen, perlschnurartig aneinandergereihten

Kumulusballen bestehen. Diese Bänke rücken im Laufe des Tages häufig höher, rücken auch, unter stärkerer Kumulusbildung auch über die Bergkämme hinaus. Sie bilden sich besonders stark und häufig in großen Gebirgsmulden aus. Besonders für den Südabhang der Nordkette sind diese Bänke im Sommer, vor allem an Tagen mit Gewittertendenz, eine eigentümliche Wolkenform, die aber mit den oben erwähnten Wolkenbänken, schon des habituellen Unterschiedes wegen, nicht verwechselt werden kann.

Es wurde vermieden, in dieser Übersicht der Wolkenformen, die zur Untersuchung kommen sollen, Details anzuführen, die zur Charakteristik nichts beitragen, wohl aber für die Entstehung der Wolkenformen wichtig sind. Ich hoffe, daß solche Einzelheiten deutlicher aus den später mitgeteilten Beobachtungen hervorgehen, die ebenso zitiert werden, wie sie einst niedergeschrieben wurden, also unter dem unmittelbaren Eindruck des Geschauten.

Des Raumes halber muß ich mich darauf beschränken, nur einzelne, besonders typische Beobachtungen zu zitieren und in Hinblick auf die allgemeine Wetterlage und mit Rücksicht auf die orographischen Verhältnisse zu diskutieren.

Da die skizzierten Formen, die ja alle Stratuscharakter aufweisen, sehr oft kombiniert auftreten, so enthält oft eine mitgeteilte Beobachtung Daten, welche z. B. nicht nur für Talnebel, sondern auch für Wolkenbänke bezeichnend sind. Deshalb erscheint auch nicht jede Form in einem gesonderten Kapitel behandelt.

In Tabellen wird eine Übersicht über alle Fälle gegeben, um dem Vorwurfe zu entgehen, die Arbeit stütze sich nur auf einzelne, ausgesuchte Fälle. Die Tabelle wird enthalten die jeweilig beobachtete Wolkenform im Inntale, die Bewölkung im nördl. Alpenvorlande, charakterisiert nach Bregenz, München und Mittenwald, die Bewölkung im südl. Alpenvorlande (Riva und Lugano), die

Wind- und Bewölkungsverhältnisse der Zugspitze, sowie den jeweiligen Gradienten Innsbruck—Riva. Die Tabellen enthalten nicht alle Fälle des Beobachtungsjahres. Besonders das Vorkommen von Talnebeldecken ist häufiger, als aus meinen persönlichen Beobachtungen hervorgeht, wovon ich mich überzeugen konnte, als ich Dank der Liebenswürdigkeit des Herrn Direktors Prof. F. Erk Einblick in die Wetterjournale der Zugspitze erhielt. Immerhin benützte ich diese Fälle, welche ich nicht persönlich beobachten konnte, nicht. Herrn Prof. Erk aber danke ich an dieser Stelle für sein freundliches Entgegenkommen auf das Beste.

Die Bildung von Stratusformen im Inntale (Talnebel, Stratusdecken und Wolkenbänke).

Talnebeldecken (Stratus zwischen 12—1800 m).

Ehe die Beobachtungen mitgeteilt werden, soll ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß auch die als Talnebel bezeichnete Form eine geschlossene Stratusdecke darstellt, die aber weder in das Tal hinab-, noch bis zu den Kämmen hinaufreicht. Talnebel in typischer Ausbildung zeigt die Beobachtung vom 2. November 1904:

1. November (Patscherkofel): Morgens Bodennebel bis 900 m, der nach 11^h a in eine dünne Dunstschicht übergeht. Abends bildet sich sehr rasch wieder Bodennebel. Klare Nacht. [Wetterlage 7 a: Hoher Druck im E über Rußland, welcher auf Zugsp. SE₁ bewirkt. Über den britischen Inseln lagert eine zweite Anticyklone. Die Stationen im Zwischengebiet, besonders die im nördl. Alpenvorlande, melden Bodennebel].

2. November (Patscherkofel): In allen Tälern lagert tagsüber ein ungeheures geschlossenes Nebelmeer (Talnebel), obere Grenze bei 1500 m, untere Grenze bei 1200 m. Himmel wolkenlos. [Wetterlage 7 a: Das Hochdruckgebiet ist von den britischen Inseln bis an die Alpen vorgerückt, an welchen eine Stauung eingetreten ist. In der Höhe sind nördliche bis nordöstliche Winde

eingetreten bei wolkenlosem Himmel, die Stationen im nördl. Alpenvorlande melden Bodennebel (München), die nahe dem Gebirge gelegenen Regen (Bregenz, Salzburg)].

3. November: Morgens in Innsbruck Bodennebel, der sich rasch löst. Abends Purpurlicht. [Wetterlage 7 a: das Hochdruckgebiet greift auf die Südseite der Alpen über.]

Hiezu ist zu bemerken, daß auch am 30. u. 31. Oktober hoher Druck, aber von E her, über den Alpen gelegen war, was die geringe, relative Feuchtigkeit dieser Tage auf dem Patscherkofel gegenüber dem Tale deutlich bewies. Ein intensives Absteigen der Luft am 3. November beweist uns ebenfalls die geringe relative Feuchtigkeit auf dem Patscherkofel, aber der hohe Druck hatte sich von W her über die Alpen ausgebreitet. Die Annäherung des Hochdruckgebietes von W her an die Alpen bewirkte in der Nacht von 1.--2. November ein rasches Anschwellen der relativen Feuchtigkeit auf dem Patscherkofel — Bildung des Talnebels —, worauf tagsüber die relative Feucht. wieder sank — stabile Lagerung des Talnebels zwischen 1200—1500 m —, um endlich am Abend des 2. November wieder rasch zu steigen — Auflösung des Talnebels, verbunden mit rascher Temperaturabnahme. Erst das Übergreifen des Hochdruckgebietes auf die Südseite der Alpen brachte erneuten Temperaturanstieg und intensives Abnehmen der relativen Feuchtigkeit auf dem Patscherkofel. Solange der Talnebel bestand, hielt sich in hl. Wasser 1240 m die rel. Feucht. nahe dem Sättigungspunkt, in Igls 876 m zwischen 90% und 95%.

Die Ausbildung dieser selten schönen Stratusdecke in mittleren Höhen bei gänzlichem Fehlen anderer Bewölkung begleitete also den Übergang eines von E über die Alpen gelagerten Hochdruckgebietes in ein von W her vordringendes, welch' letzteres vor dem Übergreifen auf die S Seite der Alpen sich am Gebirgskamme staute.

wodurch wenigstens in den tieferen Luftschichten auf der Nordseite der Alpen durch diese selbst eine aufsteigende Luftströmung erzeugt wurde. Dies geht am deutlichsten daraus hervor, daß Bregenz und Salzburg am Morgen des 2. November Regen melden, während wir um diese Zeit im Inntale das Nebelmeer und darüber wolkenlosen Himmel finden. Der Talnebel stellt nun also nichts anderes dar als ein Eindringen von feuchter Luft aus dem Alpenvorland in das Längstal des Innes.

Beachtenswert für unsere Untersuchung ist aber vor allem der Umstand, daß die Talnebelbildung nur in der Schichte zwischen 1500 und 1200 m vor sich gegangen ist. Betrachten wir zuerst die untere Grenze von 1200 m und beachten wir, daß im nördl. Alpenvorlande Regen fiel oder Bodennebel lag. Für ein Eindringen dieser gesättigten Luft in das Inntal standen nur zwei Wege offen: Entweder durch das Inntal selbst von E her. Dieser Annahme widersprechen Beobachtung und allgemeine Wetterlage. Zweitens könnten wir annehmen, daß die Luft am Nordabhange der nördlichen Kalkalpen aufgestiegen ist und also über den das Inntal in Norden begleitenden Gebirgskamm in das Tal eingedrungen ist. Da wir an den Höhen über 1500 m keine Wolkenbildung beobachten konnten, so muß die gesättigte Luft in einem tieferen Niveau in das Inntal übergetreten sein. Eine Verbindung für einen derartigen Zirkulationsprozeß stellt aber in unserer Gegend nur die breite Einsenkung von Seefeld 1180 m dar. Für das untere Niveau der Talnebeldecke bieten uns also die orographischen Verhältnisse eine sehr naheliegende Erklärung. Die bayerische Station Mittenwald im Isartale nördl. von Seefeld meldete an diesem Tage total bedeckten Himmel bei leichtem Nordwind. Wie tief hier die Stratusdecke herabreichte, kann nicht angegeben werden. Selbst wenn sie fast bis in das Tal gereicht hätte, so wäre im Inntale Wolkenbildung in einem wesentlich tieferen Niveau als 1200 m unmöglich, weil hier die

Höhe von Seefeld die untere Grenze des Stratus bestimmt. Wäre die Senkung von Seefeld nicht so tief eingeschnitten, so müßte dem entsprechend auch die untere Grenze des Stratus höher liegen.

Die Talnebeldecke hatte in diesem Falle eine vertikale Mächtigkeit von 300 m. Die Ausdehnung der Wolkenmasse nach oben ist in keiner Weise von der Terraingestaltung abhängig. Entweder war die eindringende Schichte nicht höher als 300 m, was an sich unwahrscheinlich ist, oder die Wolkenbildung war in einem höheren Niveau unmöglich wegen der anticyklonalen Witterung des Vortages, wofür auch die geringe Beeinflußung der relativen Feuchtigkeit auf dem Patscherkofel spricht.

Noch deutlicher geht der Einfluß der Seefelder Senkung auf die Talnebelbildung im Inntale aus den Beobachtungen vom 19. und 20. Dezember 1904 hervor, welche nachstehend zitiert sind.

18. Dezember (Patscherkofel): Wolkenloser Tag. [Wetterlage 7 a: Hochdruckgebiet über den Alpen. Zugspitze 2964 m Temp.: -0.2° C, Wind N², Bewölkung 0. Patscherkofel 1970 m Temp.: 2.0° C, Wind 0, Bewölkung 0.

19. Dezember (Patscherkofel): Morgens Stratus. Rasche Aufheiterung von W. An den Bergkämmen erhalten sich stellenweise Wolkenbänke, die sich langsam auflösen. Um Mittag ist der Himmel wolkenlos, nur über dem Gaistal (siehe Karte), tiefer als die Bergkämme, eine Wolkenbank. An der Nordkette in 1200 m Höhe ein Dunststreifen. 2 p: die Dunstschichte an der Nordkette ist stärker geworden und reicht bis 1800 m. Über Gaistal und westl. von Seefeld Nebelhaufen in ca. 1600 m Höhe, die in das Inntal herausziehen. Sonst wolkenlos, windstill. 2³⁰ p: Eine sehr mächtige Nebelmasse dringt keilförmig von N über das Becken von Seefeld ein, die aber über dem Inntal sich wieder löst. Sehr rasch bildet sich im Ostgehänge der Saile — also auf der südl. Tallehne! —

eine Wolkenbank in 1400 Höhe. Oberes Niveau der Dunstschichte an der Nordkette und des Wolkenkeiles über Seefeld in gleicher Höhe. Windstill. 2⁴⁰ p: Wolkenbank an Saile verstärkt. 3 p: Wolkenkeil über Seefeld verstärkt. Im Südgehänge der Miemingerkette hat sich eine Wolkenbank gebildet, d. h. der Keil breitet sich in das Oberinntal aus. 3²⁰: Im Gehänge des Hochuißl (Unterinntal) hat sich in 14—1500 m Höhe eine Wolkenbank gebildet. 4³⁰: Der Wolkenkeil ist von Seefeld über das Inntal hereingedrungen. An der Nordkette hat sich in ganzer Ausdehnung eine mächtige Wolkenbank gebildet, obere Grenze dort, wo früher die höchste Dunstschichte lag. Im Oberinntal spannt sich die Bank bereits quer über das Tal bis zur Saile, aber die geschlossene Schichte ist dort von geringerer Dicke als die Bank an der Nordkette. 5 p: Die Wolkenbank greift überall von der nördl. Talseite über auf die südliche, ist aber in größerer Höhe bereits weiter vorgerückt als in der Tiefe. 5 p—6 p in hl. Wasser Nebel. 6 p—9 p¹⁾: Am Patscherkofel zwei Nebelhorizonte. Die untere, dichte Schichte reicht von 1100—1600 m hoch, an der Nordkette höher. Dann folgte eine nebelfreie Zwischenschichte. Die obere Schichte besteht nur aus einzelnen, sehr rasch von Norden gegen Süden ziehenden Nebelhaufen, die zeitweise höher als der Patscherkofel ziehen. Starker Nordwind. 8 p: Wind hat aufgehört, die obere, lebhaft bewegte Nebelschichte ist verschwunden, die untere stagniert. Sie reicht im N bis zur Kammhöhe der nördl. Kalkalpen, gegen S senkt sich das obere Niveau, d. h. die Nebeldecke keilt dort aus, so daß die Gipfel im S von ca. 1400 m an zu sehen sind. Später senkt sich langsam das obere Niveau im N, hebt sich im S, bis das obere Niveau überall gleichmäßig bei 1800 m liegt. Der Niveaueausgleich geschah sehr lang-

1) Beobachtet bei Aufstieg von heil. Wasser zum Patscherkofel.

sam. [Wetterlage 7 a: Das Hochdruckgebiet reicht von N bis an die Alpen. Zugspitze Temp. -6.4°C , Wind N_3 , Bew. \equiv . Patscherkofel Temp. 1.0°C , Bew. 8, Wind 0. Im nördl. Alpenvorland bedeckter Himmel, Bregenz \equiv , München \equiv , Ischl Regen.]

20. Dezember (Patscherkofel): In allen Tälern kompaktes Nebelmeer, obere Grenze überall bei 1800 m, reicht bis ca. 1200 m hinab. 10²⁵ a: Im Talnebel entstehen Furchen. 11 a: Talnebel hat sich westl. Innsbrucks gelöst, bis ca. 8 km westl. der Stadt. 12 Mtg.: An den Bergen noch mächtige Wolkenbänke in 1700 m Höhe. Im Oberinntal liegt der Talnebel noch als geschlossene Decke quer über das Tal. Im Unterinntal hat sich die Nebeldecke noch vollständig erhalten. Im Stubai nur mehr eine Dunstschichte. NE—E Wind, frisch. 2 p: Talnebel nur mehr im Unterinntal. In allen Tälern Dunst, so hoch als früher der Talnebel gereicht hat. E Wind. 4 p: Über die Seefelder Senkung hat der Dunst fast Nebelcharakter. 5 p.: Auf dem Patscherkofelgipfel starker E Wind. Im Unterinntal unterhalb Hall noch immer kompakter Talnebel, der aber jetzt von 1800 m fast bis in das Tal reicht und im Unterinntal noch den „wilden Kaiser“ bei Kufstein umspült, also wohl noch in die bayerische Ebene hinaus oder von dieser hereinreicht. 6³⁰ p: Bodenebel bildet sich bei Innsbruck. [Wetterlage um 7 a: Hochdruckgebiet von Norden bis an die Alpen. Zugsp. Temp. -9.4°C , Wind N_4 , Bew. 1. Patscherkofel -5.0°C , Wind 0, Bew. Talnebel, Himmel 0. Im nördl. Alpenvorland bedeckter Himmel, Salzburg \equiv].

21. Dezember (Patscherkofel): Bodenebel löst sich rasch. Wolkenloser Tag. [Wetterlage um 7 a: Hochdruckgebiet über den Alpen. Zugsp. Temp. -5.5°C , Wind N, Bew. 0. Patscherkofel -6.0°C , Wind 0, Bew. 0.]

Vergleicht man die Wetterlage, bei welcher diese Talnebeldecke sich bildete, mit jener vom 2. November,

so fällt sofort auf, daß auch der soeben in seiner ganzen Entwicklung geschilderte infolge der Verlagerung einer Anticyklone über den Alpen an den Nordrand der Alpen sich bildete, wodurch ein von N nach S gerichteter Gradient über die Alpen entstand. Damit war auch die Ursache für ein Aufsteigen der Luft am Nordabhang der nördl. Kalkalpen gegeben.

Das Eindringen der Wolkenluft von N über Seefeld konnte in diesem Falle so genau verfolgt werden, daß den Beobachtungen eigentlich nichts hinzuzufügen ist. Charakteristisch ist das plötzliche Auftauchen von Wolkenbänken an den Bergen überall in gleicher Höhe. Sie stellen das erste Entwicklungsstadium des Talnebels dar. Warum sie gerade an den Berghängen zuerst entstehen, läßt sich dadurch erklären, daß über dem Tale die Erwärmung untermags am bedeutendsten sein wird, während an den tief verschneiten Berghängen die Erwärmung der Luft eine relativ geringfügige sein wird. Das Tal ist zu stark erwärmt; darum lösen sich über dem Tale die Wolken zuerst wieder auf.

Beachtenswert ist, wie rasch der Einbruch der Luft sich vollzieht und wie rasch sich dieselbe über das Tal hin in horizontaler Richtung ausbreitet. Verhältnismäßig lange dauert es, bis die Wolkendecke sich stabil gelagert hat. Sowohl in dem früher behandelten wie in diesem Falle finden wir, daß während der Bildung des Talnebels auf dem Patscherkofel die relative Feuchtigkeit zunimmt, nach stabiler Lagerung wieder abnimmt, was nach den Beobachtungen unmittelbar verständlich ist.

Bei Beginn der Talnebelbildung sinkt auf dem Patscherkofel die Temperatur und bleibt während der ganzen Nacht im Abstiege, während in Innsbruck die Temperatur um 6 p neuerdings zu steigen beginnt, so daß sich ein sekundäres, flaches, nächtliches Temperaturmaximum bildet, welches 300 m höher in Igls nur mehr schwach angedeutet ist. Daß die Talnebeldecke die Ausstrahlung hin-

dern muß, ist zu erwarten. Aber eine Temperaturerhöhung in der Nacht läßt sich wohl nur dadurch erklären, daß die über Seefeld eindringende Luft auch in das Tal abstieg, im Tale aber dann erwärmend wirken mußte.

Beachtenswert erscheint, daß der Raum, in welchem die Talnebelbildung vor sich gieng, bereits lange vor der Ausbildung durch eine Dunstschichte gekennzeichnet war, wobei vor allem erwähnenswert ist, daß die Dunstschichte im Laufe des Nachmittags von 1200 m bis 1800 m answoll, also genau die Höhenschichte ausfüllte, in der später die stabile Lagerung des Talnebels vor sich gieng. Es ist möglich, daß die Erwärmung über dem Talbecken diesen Anstieg der Dunstschichte verursachte. Wenn wir aber bedenken, daß schon während des Nachmittages Wolken vom Seefelder Becken in das Inntal einströmten, sich aber wieder auflösten, so scheint die Erklärung näherliegend, daß die Dunstschichte durch diese über dem Inntale sich lösenden Wolken verstärkt und genährt wurde. Wir sehen in dieser Dunstschichte das erste Entwicklungsstadium der später erfolgenden Wolkenbildung, ohne vorerst über die Bestandteile, die Konstituenten dieses Dunstes eine Vermutung auszusprechen. Aber ein Zusammenhang zwischen Stratus- und Dunstbildung geht aus allen Beobachtungen klar hervor. Die Dunstbildung grenzte den Raum nach oben hin ab, in welchem Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse Nebelbildung überhaupt ermöglichten. Die untere Grenze war, wie in dem früheren Falle, durch die Höhenlage des Seefelder Beckens bestimmt.

Steht der Beobachter einem solchen Talnebel gegenüber, ohne die genetischen Verhältnisse beobachtet zu haben, so könnte er leicht versucht sein, die Wolkenform als „gehobenen Bodennebel“ zu bezeichnen, erzeugt durch starke Wärmeausstrahlung in der Luftschichte zwischen 1200 m und 1800 m. Aber die Beobachtung der Entstehung dieses Gebietes läßt es wohl als sicher er-

scheinen, daß die Bildung dieser Talnebeldecke ein Effekt dynamischer Vorgänge war.

Bei dem Auflösungsprozesse wurden alle Entwicklungsphasen in umgekehrter Reihenfolge wieder durchlaufen, mit dem Unterschiede, daß einsetzender, kräftiger E Wind die Auflösung des Talnebels im Unterinntale lange verzögerte. Da im Flachlande noch allenthalben bedeckter Himmel war, stellenweise Bodennebel, E Wind aber Luft von der Ebene in das Tal hineinführt, so darf dieser Umstand nicht befremden.

Im Oberinntal jedoch gieng die Auflösung regelmäßig vor sich. Zuerst löste sich die Nebeldecke über dem Tale selbst, an den Berghängen blieben Wolkenbänke. Im Oberinntal hielt sich die Decke länger. Später kamen auch die Bänke zur Auflösung und es blieb nur die Dunstschichte in gleicher Höhe wie früher der Talnebel.

Für die Auflösung der Decke kann man zwei Ursachen angeben. Erstlich die Insolation, die ja bei wolkenlosem Himmel sehr kräftig war. Von größerem Einflusse dürfte jedoch der Umstand gewesen sein, daß bereits am 20. Dezember die Höhe wieder in den Bereich intensiver, absteigender Luftströme gekommen ist. Aus der langsamen, in Stufen sich vollziehenden Erniedrigung der relativen Feuchtigkeit in Igls kann man schließen, daß die Erwärmung langsam immer tiefer hinabrückte und so dynamisch die Nebeldecke zerstörte. Für den 2. November ist dies mit noch größerer Sicherheit anzugeben. An diesem Tage hielt sich trotz der kräftigen Insolution der Talnebel konstant tagsüber, die Luft in hl. Wasser ist den ganzen Tag über mit Dampf gesättigt, und erst um Mitternacht beginnt hier wie in Igls der Abstieg der relativen Feuchtigkeit, also zu einer Zeit, wo Insolationseinflüsse auszuschließen sind,

Auffällig ist der Umstand, daß die Luftströmung, welche den Talnebel im Inntale erzeugt, die Temperatur der Höhe immer stark herabdrückt. Der Vorgang ist

folgender: Die Anticyklone verlagert sich auf die Nordseite der Alpen, es entsteht ein nord-südlicher Gradient über die Alpen, die Temperatur in der Höhe sinkt, weil ein kalter Luftstrom an die Stelle der anticyklonal erwärmten Luft in der Höhe tritt. Dieser Prozeß geht aber in den Niveaus von 2000 m und 3000 m nicht gleichzeitig vor sich, wie eine Gegenüberstellung der Zugspitze 2964 m und des Patscherkofels 1970 m beweist. Die Morgentemperaturen der einzelnen Tage sind die folgenden:

	Zugspitze 2964 m	Patscherkofel 1970 m
7 a 18. Dezember:	—0.2° C	2.0° C
19. „ :	—6.4° C	1.0° C
20. „ :	—9.4° C	—5.0° C
21. „ :	—5.5° C	—6.0° C

Am 18. Dezember typisch anticyklonale Witterung. Vom 18.—19. Dezember kühlt die Zugspitze um 6.2° ab, der Patscherkofel nur um 1.0°. In 3000 m hat mit der Verlagerung der Anticyklone an die Nordseite der Alpen ein kalter Nordwind eingesetzt, der in 2000 m noch nicht fühlbar ist. In 3000 m hat sich gleichzeitig Stratus gebildet, der bald verschwindet. Vom 19.—20. Dezember kühlt die Zugspitze um 3.0° ab, der Patscherkofel um 6.0° C. Die Nordströmung ist also am stärksten in tieferen Regionen, wobei die Talnebelbildung auftritt. Die Anticyklone lagert sich wieder über die Alpen, am 21. Dezember finden wir in 3000 m Höhe eine Erwärmung von 4.0°, während die Temperatur in 2000 m noch um 1.0° gefallen ist, ein Beweis, wie langsam die Erwärmung selbst in der freien Atmosphäre abwärtsdringt.

Einen in Bezug auf Wetterlage und Habitus ganz gleichartigen Fall finden wir noch am 22. Jänner 1904, von dessen Besprechung daher abgesehen werden kann. Der Talnebel reichte in diesem Falle von 1300—1800 m.

Wir haben hier einige Beispiele selten schöner Talnebelbildungen kennen gelernt, selten schön deshalb, weil

jegliche, andere Bewölkung fehlte. In diesen Fällen verlagerte sich eine über den Alpen liegende Anticyklone auf die Nordseite der Alpen, wodurch ein von Nord nach Süd gerichteter Gradient über die Alpen entstand, sowie eine aufsteigende Strömung am Nordabhange der nördlichen Kalkalpen. Der Einbruch der Luft in das zwischen nördl. Kalkalpen und Zentralalpen eingelagerte Längstal des Inns bei Innsbruck erfolgte durch die Senkung bei Seefeld 1180 m, wodurch die untere Grenze des Talnebels bestimmt war. Der Bildung des Talnebels gieng Dunstbildung und die Bildung von Wolkenbänken voran, welche als die ersten Entwicklungsphasen des Talnebels sich darstellten. Diese Phasen wurden auch bei der Auflösung wieder durchlaufen. Da sich das Gebiet hohen Druckes wieder über die Alpen lagerte, löste sich der Talnebel in erster Linie infolge dynamischer Erwärmung durch die absteigende Luftbewegung.

Die Bedingungen für Talnebelbildung sind aber — soweit die Luftdruckverhältnisse allein in Betracht kommen — immer vorhanden, wenn ein Gradient von Nord nach Süd über die Alpen wirksam ist. Nur sind diese viel häufigeren Fälle von Talnebelbildung dadurch kompliziert, daß gewöhnlich noch Bewölkung in höheren Luftschichten auftritt, worauf später noch bei Besprechung von Stratusschichten in höheren Niveaus eingegangen werden soll. Wiederholt zeigt sich aber auch der Talnebel als Rest einer viel bedeutenderen, vorher bestandenen Bewölkung, wie aus den nachfolgenden Daten hervorgeht.

1. Dezember 1904: Morgens Schneefall im Tale, Stratus reicht bis ca. 1100 m in das Tal nieder. Bleibt total bewölkt, Tauwetter.

[Wetterlage 7 a: Keil hohen Druckes von W bis an den Nordrand der Alpen. Zugsp. Temp. —9.6° C, Wind NW₉, Bew. ≡].

2. Dezember 1904: Talnebeldecke von 1300 m — ca. 1500 m. Über dem Talnebel auf dem Patscherkofel überaus heftiger Föhnsturm. 10 a: Talnebel löst sich über der Stadt, hält sich im W und E, liegt besonders dick auf dem Seefelder Becken. 12 Mtg.: Talnebel hat sich überall gelöst, im S Föhnmauer, intensive Föhnsicht. 3 p: In Igls Föhn. [Wetterlage um 7 a: Maximum im E, mit Keil hohen Druckes am Südrande der Alpen. Zugsp. Temp. -4.0° , Wind SSW, Bew. 4. — Zugsp. 2 p: S 7, Bew. 4].

Wir finden also am 1. Dezember starke Bewölkung, erzeugt durch ein rasches Aufsteigen der Luft auf der Nordseite der Alpen — in der Höhe Wind NW, —, die untere Grenze der Bewölkung im Inntale lag jedoch wieder nahe bei 1200 m, war also wieder durch die Höhe der Seefelder Senkung bestimmt, durch welche die im N aufsteigenden Luftmassen am ehesten der wirksamen Gradientkraft folgen und in das Inntal einbrechen konnten. Während der Nacht fand jedoch eine so bedeutende Verlagerung der Luftmassen statt, daß bereits am Morgen des 2. Dezember, die Höhen unter Föhneinfluß standen, wodurch der Stratus in der Höhe sich löste. Als Rest der Bewölkung erhielt sich nur die Talnebeldecke zwischen 1300 m und 1500 m, bis die Föhnströmung in immer tiefere Regionen drang und den Talnebel sehr rasch löste, am raschesten über dem Ausgange des Föhntales, über Innsbruck, später erst im Oberinntal. Auch hier war dynamische Erwärmung die Ursache der Auflösung des Talnebels, nur ging der Prozeß naturgemäß viel rascher von statten, als wenn die in einer Anticyklone absteigenden Luftströme die Auflösung bewirken. Eine Dunstbildung an Stelle der aufgelösten Wolkendecke konnte nicht beobachtet werden. Es kann also auch Talnebel beobachtet werden, wenn in der Höhe bereits Föhn weht. So auch besonders schön am 4. Oktober 1904. Aber die Talnebeldecke stellt dann immer den

Rest einer viel bedeutenderen Bewölkung dar, welche am Vortage durch das Eindringen nördlicher bis nordwestlicher Winde in das Inntal erzeugt wurde. Die Existenz einer Talnebeldecke beweist in einem solchen Falle nur, daß der Föhn noch nicht in das Tal durchgebrochen ist.

Stratus in höheren Niveaus.

Wir haben es bis jetzt nur mit Fällen zu tun gehabt, in denen die Stratusbildung ausschließlich nur in tieferen Niveaus vor sich ging, weil diese Fälle am deutlichsten zeigen, welchen Einfluß die orographischen Verhältnisse auf scheinbare Zufälligkeiten der Bewölkung haben. Der Umstand, daß Talnebelbildung nie unter 1200 m eintritt, ist aber kein Zufall, sondern bedingt durch die Höhe des Seefelder Beckens und gebunden an eine bestimmte Wetterlage. Viel häufiger jedoch ist gleichmäßige Stratusbildung in einem höheren Niveau, welche den ganzen Himmel bedeckt. Wenn sie für sich allein besteht, tangiert sie meist die höchsten Gipfel. Sehr häufig ist sie jedoch auch mit Stratusbildung in einem tieferen Niveau (Talnebel) kombiniert, in welchem Falle oft äußerst intensive Niederschläge auftreten. Tiefer als bis 1000 m reicht die Bewölkung im Inntale bei Innsbruck sehr selten.

Aus den überaus zahlreichen Beobachtungen greife ich die Periode vom 24.—30. Jänner 1905 heraus, welche auch gut die Kombinierung des hohen Stratussystemes mit Talnebeldecken zeigen und auch die wechselvolle Witterung widerspiegeln, die von diesen Wolkenbildungen begleitet ist. Die Beobachtungen wurden in Innsbruck gemacht.

24. Jänner: Morgens Bodennebel, rasche Aufheiterung, bleibt klar. [Wetterlage 7 a: Hoher Druck im E, ein Keil am Südrand der Alpen. Föhnlage. Zugspitze Temp. —10·0°, Wind SW², Bew. 3].

25. Jänner: Morgens im S und W Stratus, im Zenith und N Cirro-Cumulus, der im Laufe des Vormittags abnimmt. Nachm. rückt Stratus von W vor und bedeckt abends gleichmäßig den ganzen Himmel. [Wetterlage 7 a: Hoher Druck greift von S auf die Nordseite der Alpen über. Zugspitze Temp. -10.0° , Wind W, Bew. \equiv].

26. Jänner: Morgens Stratus bis ca. 1000 m herab, Schneefall, der nach 9 a aufhört. Nachm. wieder stärkere Trübung bis ca. 1100 m herab. Leichter Niederschlag. Abends in der Nebeldecke, die nicht hoch reicht, einzelne Durchrisse. Nachts Schneefall, gering. [Wetterlage 7 a: Keil hohen Druckes von W bis an den Nordrand der Alpen. Zugspitze Temp. -16.2° , Wind NW⁴, *].

27. Jänner: Morgens Talnebel. Untere Grenze bei 1200 m. Talnebeldecke löst sich rasch, an den Berghängen bleiben Wolkenbänke. Um Mittag erscheint im NW wieder Stratus. Um 3 p in SW ein Cirro-Stratusschild mit prachtvollen Wogenbildungen. Längserstreckung der Wogen von W nach E. Nach 4 p heftige Windstöße aus NW, Wogen verschwinden, es bildet sich Stratus, der im Südgehänge der Nordkette tief niederreicht. 8 p: Beginnt Schneefall. [Wetterlage 7 a: Hoher Druck von Westen bis an den Nordrand der Alpen. Zugspitze Temp. -24.6° , Wind N₂, Bew. 0].

28. Jänner: Vorm. Schneefall stark, wird nachm. schwächer, hört abds. auf. Nachts zeitweise Schneefall, gering. [Wetterlage 7 a: Keil hohen Druckes verstärkt von W bis zum Nordrand der Alpen, Zugspitze Temp. -19.6° , Wind N₆, *].

29. Jänner: Morgens Schneefall gering. Talnebeldecke, beginnt bei 1100 m. Darüber, durch Durchrisse der Talnebeldecke zu sehen, Stratusdecke, in welche die Gipfel eintauchen. 11 a: Die beiden Stratusdecken haben sich gelöst. Als Reste des Talnebels Wolkenbänke an der Nordkette in 1100—1300 m, als Reste des höheren Stratus

kleine Wolkenhauben an den Gipfeln. Völlige Aufheiterung. 4 p: Es bildet sich von neuem Talnebel, dessen untere Grenze bis 1200 m herabrückt. Talnebel bleibt. [Wetterlage 7 a: Keil hohen Druckes von W, der auf die Südseite der Alpen übergreift. Zugspitze Temp. -5.8° , Wind N_5 , Bew. \equiv . Temperatur der Zugspitze gegen den Vortag um $13.8^{\circ} C$ erhöht!].

30. Jänner: Morgens Talnebeldecke 1200—1500 m hoch. Ansätze zur Aufheiterung. Nachm. schließt sich die Nebeldecke wieder. [Wetterlage 7 a: Keil hohen Druckes von W bis zum Nordrand der Alpen. Zugspitze Temp. -10.6° , Wind NW_7 , Bew. 2].

Die durch Stratusbildung ausgezeichnete Periode begann erst, als die föhnindizierende Wetterlage zu Ende war, was in der Höhe bereits am 25. Jänner eintrat. Denn an diesem Tage meldet die Zugspitze bereits Westwind und Nebel, zugleich bildet sich über dem Inntale Stratus. Während der folgenden Tage stand die Höhe unter dem Einflusse starker nördlicher bis nordwestlicher Winde, welche starke Temperaturerniedrigung brachten. Es bestand fortwährend ein starker, von Norden nach Süden über die Alpen gerichteter Gradient; in Begleitung der nördlichen Winde bildete sich zuerst eine hohe Stratusdecke, im weiteren Verlaufe kam es immer zu Stratusbildung in einem tieferen Niveau (Talnebel), was stets mit Schneefall verbunden war. Am Morgen des 27. Jänner trat in der Höhe bei sehr tiefer Temperatur und leichtem Winde völlige Aufheiterung ein, während der Talnebel über dem Inntale sich länger hielt und erst gegen Mittag löste. Die Aufheiterung in der Höhe war nicht von Bestand. Der nördliche Wind in der Höhe verstärkte sich, es bildet sich erneut eine Stratusdecke mit Wogenwolken im SW. Cirro-Stratusbildung im S—SW als erstes Entwicklungsstudium einer Stratusdecke, wie in diesem Falle, konnte oft beobachtet werden. Das Auftreten von Wogenbildungen in diesem Falle erklärt sich leicht. Denn

der auf der Zugspitze kräftiger einsetzende N Wind erhöhte bis zum Morgen des 28. Jänner die Temperatur auf der Zugspitze um 5.0° , während im Tale eine geringe Abkühlung zu konstatieren ist. Die Wogenformen aber kennzeichnen den Einbruch einer potentiell wärmeren Strömung in der Höhe.

Ein gutes Beispiel, wie die Lösung der beiden Stratusdecken vor sich geht, bietet uns der 29. Jänner, der auch durch seinen gewaltigen Temperaturanstieg in der Höhe ausgezeichnet ist, ohne daß die Wetterlage über den Alpen anticyklonal wäre. Die Erwärmung gegenüber dem Vortage beträgt auf der Zugspitze 13.8° C, auf dem Sonnblick 12.8° C, während die Temperaturzunahme im Tale nur 2.1° C beträgt. Zugspitze und Sonnblick melden dabei \equiv , Innsbruck Schneefall. Deutlich sind über dem Inn-tale die Talnebeldecke und eine höhere Stratusdecke zu unterscheiden, in welche die Gipfel eintauchen. Letztere ist es, in welche auch die Zugspitze eintaucht, während der Talnebel den Schneefall im Tale erzeugt.

Die exzessive Erwärmung der Höhe ist schwer zu erklären wegen der gleichzeitigen Existenz von Nebel, welche die Annahme absteigender Luftströme unmöglich machen. Uns genügt die Konstatierung, daß in der Höhe eine wärmere Luftströmung eingesetzt hat, welche im Laufe des 29. Jänner die Stratusdecken über dem Inn-tale löst. Als Reste des Talnebels erhalten sich Wolkenbänke in einer Höhe von 1200—1300 m, als Reste des höheren Stratussystemes Wolkenbänke an den Berggipfeln. Am Abend bildet sich dann von neuem die Talnebeldecke.

Als Beweis, daß die Stratusformen vom 26.—30. Jänner als Folge eines über die Alpen in nord-südlicher Richtung bestehenden Gradienten auftraten, seien die Luftdruckverhältnisse um 7 a der betreffenden Tage zitiert, die Vortage mitinbegriffen, um den Unterschied zu zeigen. Als Gegenstation zu Innsbruck nehme ich Riva, am Südabhange der Alpen in 87 m Höhe:

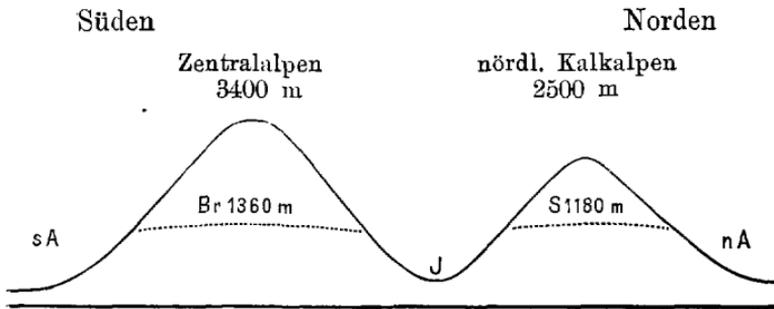
Luftdruck um 7 a in Innsbruck, in Riva

24. Jänner:	778·3	779·3
25. „ :	75·5	76·4
26. „ :	69·9	69·3
27. „ :	78·9	73·8
28. „ :	80·9	77·6
29. „ :	84·0	79·9
30. „ :	80 0	73·2

Man sieht, die ganze durch Stratusbildung ausgezeichnete Periode steht unter Einflusse eines zeitweise sehr bedeutenden, von N nach S über die Centralalpen gerichteten Gradienten, der in Riva und Lugano sogar zu Nordföhnerscheinungen Anlaß gibt. Von einzelnen Spezialfällen, die später untersucht werden, abgesehen, finden wir in allen Fällen einer Stratusdecke über dem Inntale eine ähnliche Wetterlage. Um die Arbeit nicht übermäßig auszudehnen, weise ich nur auf die Periode vom 10.—15. Februar 1905 als besonders typisch hin, in welcher ebenfalls Ci Stratusbildung im SW mit Wogenbildungen beobachtet wurde.

Das Auftreten der hohen Stratusdecke in einer ganz bestimmten Höhe, sowie die häufige Kombinierung mit einer in ein viel tiefer liegendes Niveau hinabreichenden Talnebeldecke gibt aber neuerdings Veranlassung, den Einfluß der orographischen Verhältnisse auf die Höhenlage dieser Stratusdecken zu untersuchen. Vor allem müssen wir dabei berücksichtigen, daß diese Formen nur auftreten, wenn hoher Druck im N der Alpen einen Gradienten über die Alpen nach S bewirkt. Die Folge davon sind nördliche bis nordwestliche Winde über den Alpen.

Wir betrachten nun ein Querprofil durch die Alpen vom nördl. Alpenvorland bis zum südlichen. Das Profil, das nebenstehend sehr schematisch angedeutet ist, soll die Alpen in der Gegend von Innsbruck durchsetzen. Wir haben dann, wenn wir vom nördlichen Alpenvorlande



sA südl. Alpenvorland

S Senkung von Seefeld

J Sohle des Inntales 600 m

Br Brennerpaß

nA nördl. Alpenvorland

ausgehen, zuerst den Kamm der nördlichen Kalkalpen, deren mittlere Kammhöhe wir durchschnittlich zu 2500 m annehmen können. Dann folgt das Inntal, Höhe der Talsohle ca. 600 m. Südl. des Inntales erhebt sich der Gebirgswall der Zentralalpen, deren mittlere Kammhöhe zwischen 3300 m und 3400 m beträgt. Im Süden ist den Zentralalpen kein Längstal vorgelagert. Von großer Wichtigkeit sind ferner für uns die tiefen Depressionen in den Gebirgskämmen: der hochplateauartige Sattel von Seefeld 1180 m in den nördlichen Kalkalpen, sowie der Brennerpaß 1360 m, die tiefste Kammdepression der Zentralalpen. Beachtenswert ist auch, daß das Seefelder Plateau durch das Gaistal (s. Kartenskizze) auch dem Eindringen nordwestlicher Winde exponiert ist.

Die Beobachtungen ergeben nun, daß die Stratusbildungen auftreten, wenn ein Hochdruckgebiet an den nördlichen Alpensaum heranrückt, welcher einen horizontalen Luftaustausch zwischen Norden und Süden hindert. Alle Beobachtungen sprechen dafür, daß bei dieser Wetterlage eine Luftstauung am Nordabfalle der Alpen eintritt. Ausdrücklich sei jedoch darauf hingewiesen, daß Innsbruck und damit das ganze Inntal immer in den Bereich hohen Luftdruckes miteinbezogen erscheint. Der Gebirgskamm, an dem die Luftmassen sich stauen, sind die

Zentralalpen, nicht die nördlichen Kalkalpen. Die letzteren stellen nur eine Bodenwelle im Nordabfalle der Zentralalpen dar.

Als Folge dieser Druckverteilung resultiert eine aufsteigende Luftströmung am Nordabfalle der Alpen, wenn auch der Anstieg der Luft schon in relativ großer Entfernung vom Alpenwalle selbst beginnen kann. Da wir es mit nördlichen bis westlichen, vom Ocean herkommenden Winden, also mit feuchter Luft, zu tun haben, so wird bei dem Aufstiege bald Kondensation eintreten. Der Nordabfall der nördl. Kalkalpen stellt die „feuchte Seite“ des Gebirges dar.

Im allgemeinen wird die Luft nicht viel höher aufsteigen als bis zur höchsten Kammhöhe der nördl. Kalkalpen. Ein Absteigen in das Inntal tritt nur in sehr seltenen Fällen ein ¹⁾.

In Fällen, wie wir sie betrachten, zwingt der bestehende Gradient die Luft, von den nördlichen Kalkalpen auf dem kürzesten Wege dem im Süden der Alpen aktiven Gebiete niedrigen Luftdruckes zuzuströmen. Die ganze, große Zirkulation geht also hoch über dem Inntale hinweg von den nördlichen Kalkalpen zum Kamme der Zentralalpen, wobei es ganz gleichgiltig ist, ob wir es mit nördlichen oder nordwestlichen Winden zu tun haben.

Da aber der Kamm der Zentralalpen durchschnittlich um 800 m höher ist als der Kamm der nördl. Kalkalpen, so muß der Luftstrom auf diesem Wege noch um die angegebene Höhenstrecke aufsteigen. Und dieser durch die größere Höhe der Zentralalpen erzwungene Anstieg des Luftstromes ist es, der bei der angegebenen Wetterlage über dem Inntale die hohe Stratusdecke schafft,

¹⁾ Diese seltenen Fälle von Nordwestföhn im Inntale werden in einer Fortsetzung der Innsbrucker Föhnstudien näher untersucht werden.

welche zumeist die Gipfel tangiert oder in welche die Gipfel eintauchen, seltener auch die höheren Gipfel freiläßt. Als Wolkenluft kommt der Nord- und Westwind zumeist schon auf dem Kamme der Kalkalpen an und infolge des neuerlichen Anstieges dauert die Wolkenbildung fort, bis die Zirkulation auf der Südseite der Zentralalpen in eine absteigende übergehen kann. Die Stationen am Südfuße der Alpen — Riva, Lugano — melden dann heiteren Himmel und nördliche Winde¹⁾. Die orographischen Verhältnisse aber, die Kammhöhe der Gebirge, welche der Luftstrom überschreiten muß, bestimmen die untere Grenze der Stratusbildung.

Nun ist aber ein Luftaustausch zwischen Nord- und Südseite der Alpen nicht nur durch über die Kammhöhe der Gebirge möglich, wenn auch in der Höhe, wo keine festgefügtten Schranken den Luftstrom seitlich eindämmen, der Luftausgleich am intensivsten vor sich gehen wird. Aber einen Weg für Verlagerung der Luftmassen bieten auch die tiefen Senkungen, welche in die Gebirge eingeschnitten sind, die Senkung von Seefeld 1180 m in den nördlichen Kalkalpen und der Brennerpaß 1380 m in den Zentralalpen.

Von der allgemeinen, aufsteigenden Strömung auf der Nordseite der Alpen werden bereits tief unter der Kammhöhe Luftströme in die Senkung von Seefeld einströmen und über das Inntal fließen. Ob es dabei zur Wolkenbildung kommt, hängt nur davon ab, ob auf der Nordseite der Kalkalpen im Niveau von Seefeld bereits Kondensation eingetreten ist. Ist dies der Fall, so bildet sich über dem Inntale eine zweite, tiefer liegende Stratusdecke, deren untere Grenze durch die Höhe von Seefeld

¹⁾ In Fällen, wo zwar ein von N nach S. gerichteter Gradient besteht, das Maximum aber ganz im Westen der Alpen liegt, melden auch Riva und Lugano bedeckten Himmel, wie aus den Tabellen hervorgeht.

gegeben ist. Meist sind die beiden Stratushorizonte deutlich von einander zu trennen, besonders bei beginnender Aufheiterung, oft ist aber die Talnebeldecke so mächtig, daß sie mit der höher liegenden Stratusdecke in einen einzigen Wolkenhorizont verschmilzt, besonders im N, während im S auch in solchen Fällen oft ein Auskeilen der Talnebeldecke zu beobachten ist.

Warum in Fällen, in denen Stratus und Talnebel kombiniert auftreten, eine Trennung der beiden Niveaus zu beobachten ist, ist schwer erklärlich. Denn die Annahme, daß zwischen 1200 m und dem Stratusniveau eine einheitliche Wolkenmasse sich ausbreiten müßte, ist viel näherliegend, widerstreitet aber zahlreichen Beobachtungen. Der Grund liegt vielleicht darin, daß die Luft, welche den Stratus erzeugt, ungehemmt und ohne seitliche Einengung über die Käme zirkulieren kann, während in tieferen Niveaus die Strömung durch enge Täler und schmale Lücken des Gebirges in das Längstal des Inns eindringen und sich dort horizontal ausbreiten kann, was mit einer Abnahme der vertikalen Mächtigkeit und mit der Ausbildung eines selbständigen Wolkenniveaus im Inntale verbunden sein muß. Schon früher zitierten Beobachtungen ist zu entnehmen, daß der eindringende Talnebel bei Seefeld eine größere vertikale Mächtigkeit hat als im Inntale, und bei Besprechung der Bildung von Wolkenbänken wird ein weiteres, eklatantes Beispiel zitiert werden.

Ergiebige Niederschläge treten meist nur bei dieser Kombination der beiden Stratusdecken auf. Denn die Luft, die über Seefeld in das Inntal eindringt, ist wasserdampfreicher als die Luftströmung, welche den hohen Stratus bildet. So erklärt sich die Beobachtung, daß am 29. Jänner morgens im Inntal Schnee aus dem Talnebel fiel, während die Zugspitze nur Nebel meldet. Würden im Inntale bei Innsbruck die Senkungen in den nördl. Kalkalpen fehlen, so wäre die Wolkenbildung in tieferen

Niveaus noch seltener. Es wären dann die gleichen Verhältnisse, die das obere Inntal und das Engadin so regenarm machen, wo eben keine tiefen Einsenkungen im Gebirge das Eindringen wasserdampfreicher Luft ermöglichen.

Keine eindeutige Antwort ergibt sich auf die Frage, welches Gebilde früher auftritt, die hohe Stratusdecke oder der Talnebel. Wenn die unteren Luftschichten abnorm erwärmt sind, z. B. nach Föhn, so erscheint immer zuerst die hohe Stratusdecke. Der Vorgang dürfte ganz abhängig sein von der jeweiligen Temperaturschichtung bis in größere Höhen hinauf, könnte also nur durch die detaillierte Untersuchung einzelner Fälle genetisch erklärt werden. Hiezu fehlt das notwendige Material.

Die Auflösung scheint jedoch zuerst immer im höheren Niveau vor sich zu gehen. Es ist gar nicht selten, daß die hohe Stratusdecke verschwindet, während der Talnebel sich längere Zeit erhält.

Charakteristisch für die Auflösung beider Decken ist der Vorwand, daß sie zuerst im Zenith über dem Tale sich lösen, während an den Abhängen und Kämmen der Berge Wolkenbänke zurückbleiben und viel langsamer aufgelöst werden.

Wir haben also gezeigt, daß diese Stratusdecken erzeugt werden durch eine Wetterlage, welche nördliche bis westliche Winde über den Alpen erzeugt. Das Auftreten in zwei bestimmten Horizonten ist aber abhängig einerseits von der mittleren Kammhöhe der Gebirge, welche der Luftstrom überschreiten muß, andererseits von der Höhe der Einsenkungen in diesen Gebirgsketten.

Das Resultat hat anscheinend nur lokalen Wert. Wer aber z. B. gezwungen ist, die dynamischen Vorgänge einer Luftströmung wie z. B. des Föhns in detaillierter Weise zu bearbeiten, der muß sich vor allem darüber klar sei, wie Luftströmungen überhaupt durch die Terrainverhältnisse der Beobachtungsgegend modifiziert werden. Erst wenn man diese Einflüsse erkannt hat, wird man

von ihnen als von lokalen Eigentümlichkeiten abstrahieren und zum allgemeinen Fall übergehen können. Dort aber, wo Messungen fehlen, machen Wolken die Lufströmungen sichtbar.

Stratus bei Föhnlage.

Betrachten wir uns noch einmal das Profil durch die Alpen, so können wir uns die Frage stellen: Warum tritt nicht Stratusbildung ein, wenn wir das Hockdruckgebiet auf die Südseite der Alpen verlegen, das aktive Minimum auf die Nordseite?

Wohl wird im allgemeinen bei dieser Druckverteilung, die wir kurz als Föhnlage bezeichnen können, die Luft auf der Nordseite der Zentralalpen in absteigender Bewegung sein, ob sie jetzt als Föhn bis in das Tal hinabdringt, oder sie in der kürzesten Verbindungslinie dem niedrigeren Kamme der Kalkalpen zuströmt. Dabei wäre Stratusbildung ausgeschlossen, von räumlich wenig ausgedehnten Stratusbildungen über dem Tale abgesehen, die vielleicht auf stehende Wellen in der Strömung über dem Tale zurückzuführen sind.

Luft strömt aber bei dieser Wetterlage auch durch den niedrigen Brennerpaß über die Zentralalpen in das Inntal. Bei Föhn finden wir nun tatsächlich am Kamme der Nordkette Wolkenbänke, da an der Nordkette die Föhnströmung wieder zum Aufsteigen veranlaßt wird. Über diese Wolkenbänke wurde an anderer Stelle bereits berichtet ¹⁾. Ebendort wurde auch nachgewiesen, daß der Föhn oft erst einen Tag später im Tale losbricht wie in der Höhe. In solchen Fällen entwickelt sich über dem Inntale bei Innsbruck ein von S ansteigender Luftstrom, ansteigend deshalb, weil der Brennerpaß tiefer liegt als der Kamm der nördlichen Kalkalpen und nur eine relativ

¹⁾ Innsbrucker Föhnstudien I.

schwache Verzweigung der Föhnströmung als Abflußweg in das nördl. Alpenvorland sich die ziemlich weit im W gelegene Senkung von Seefeld wählt. In einem solchen Falle kann über dem Inntale in beträchtlicher Höhe sich eine gleichförmige Stratusdecke bilden, wie folgende Beobachtung vom 22. Februar 1905 beweist:

22. Februar: Morgens im Inntale Bodennebel. Am Kamme der Nordkette bildet sich nach 9 a eine langgestreckte, schmale Wolkenbank, die sich rasch verstärkt und offenbar durch eine SE Strömung in der Höhe genährt wird. Im Zenith in gleicher Höhe ausgefranzte, cumulusartige Wolken, die ebenfalls aus SE ziehen. Am Kamme der Miemingerkette im Oberinntal ebenfalls Wolkenbänke, dazwischen im N über dem Seefelder Hochplateau, blauer Himmel. Im S einförmiger Stratus, in den die Serles eintaucht, der die Saile und den Patscherkofel tangiert. Dieser Stratus breitet sich immer mehr gegen Norden aus, verbindet sich mit den Wolkenbänken über den Kalkalpen. Um 11 a deckt gleichmäßiger Stratus den ganzen Himmel. Der Bodennebel im Tale ist in Dunst übergegangen. Stratus bleibt den ganzen Tag. [Wetterlage 7 a: Hoher Druck im N und E, doch schiebt sich ein Ausläufer von E her an den Südrand der Alpen. Zugspitze Temp. -12.8° , Wind SE_3 , Bew. 3].

23. Februar: Morgens Stratus, im Tale Bodennebel, der sich in Dunst löst. Der N—NW zeigt am meisten Tendenz zur Aufheiterung, am stärksten bewölkt der S. Nachmittags Föhnsicht, intensive Blaufärbungen. 5 p kalte Windstöße. Abends rasches Aufklären. 10 p heftiger Föhnsturm. Nachts Föhn. [Wetterlage 7 a: Keil hohen Druckes von E am Südrande der Alpen verstärkt. Zugspitze Temp. -11.7° , Wind SE_3 , Bew. \equiv].

Daß am 22. Februar morgens die Höhen bereits unter der Herrschaft des Südsturmes stehen, beweist die Morgenmeldung der Zugspitze SE_3 . Aber zwei Tage vergehen, bis der Föhn in das Tal durchbricht. Welche

Faktoren den Ausbruch im Tale bedingen, ist eine Frage für sich, für deren Behandlung hier der Raum mangelt, Für uns ist nur wichtig, daß auch bei Föhnlage sich in der Höhe über dem Tale, zwischen Zentralalpen und nördlichen Kalkalpen, eine Stratusdecke bilden kann, erzeugt durch die Föhnströmung selbst, solange diese nicht in das Tal hinabdringt. Am meisten Tendenz zur Aufheiterung zeigt dann der N—NNW, wo wegen der tiefen Senkung bei Seefeld sich am leichtesten eine absteigende Bewegung entwickeln kann.

In den „Innsbrucker Föhnstudien I.“ wurde auch nachgewiesen, daß der Föhn in der Höhe meist später erlischt als in der Tiefe und zwar kann die Verzögerung bis zu einem Tage oder mehr betragen. Solange der Föhn in der Höhe nicht erloschen ist, so lange folgt auf den Föhn nicht schlechtes Wetter, dessen Eintritt nach Föhn ja sonst Regel ist. In diesem Falle haben wir es dann auch mit einer Strömung zu tun, welche von den Zentralalpen zu den nördlichen Kalkalpen weht, ohne in das Tal abzusteigen. Wegen der tiefen Lage des Brennerpasses wird die Strömung über dem Inntale stellenweise sogar eine ansteigende sein, wodurch über dem Tale eine Stratusdecke sich bildet. Dies trat ein am 5. Februar 1904. Der Fall wurde bereits behandelt, um die Bildung von Bodennebel durch eindringende, kalte Luft zu zeigen. Der Föhn war im Tale erloschen, auf dem Patscherkofel wehte er noch, die Zugspitze meldete SE₃. Zwischen Zentralalpen und nördlichen Kalkalpen lag eine Stratusdecke, in welche die höchsten Gipfel eintauchten. Erst am 6. Februar war der Föhn auch in der Höhe beendet, es trat Schneefall ein, die Zugspitze meldete NE₃, Schneefall und gegenüber dem Vortage eine Abkühlung von 5·2° C.

Diese beiden Fälle von Stratusbildung bei Föhnlage charakterisieren sich aber gegenüber den Stratusdecken, die bei nördlichen bis westlichen Winden sich bilden,

von vornherein als Ausnahmefälle. Sie zeigen aber sehr schön den Einfluß orographischer Verhältnisse auf Luftströmungen und Wolkenbildungen. Wären in den Kamm der Zentralalpen nicht tiefe Senkungen wie der Brennerpaß eingeschnitten, würde also einfach der 3300 m hohe Kamm der Zentralalpen dem 2500 m hohen Kamme der Kalkalpen gegenüberstehen, so könnte eine Südströmung, auch wenn sie nicht in das Tal durchbricht, über dem Inntale nur in absteigender Bewegung sein, womit jede Ursache zu Stratusbildung entfallen würde.

Wolkenbänke.

Wir haben bis jetzt nur Fälle untersucht, wo wir es mit geschlossenen Stratusdecken von beträchtlicher Ausdehnung, Talnebeldecken mitinbegriffen, zu tun hatten, wobei wir denjenigen Wolkenbildungen, welche der Bildung von Stratusdecken vorausgingen oder nach deren Auflösung als Restglieder zurückblieben, wenig Aufmerksamkeit schenkten. Es sind dies Wolkenbänke von oft sehr beträchtlicher Längsausdehnung, welche sich entweder auf den Bergkämmen selbst oder im Gehänge ober 1100 m finden, je nachdem sie mit Talnebeldecken oder mit dem höheren Stratussysteme in Zusammenhang stehen. Sie treten jedoch auch auf, ohne daß es zur Bildung geschlossener Stratusdecken kommt. Das Auftreten in zwei bestimmten Horizonten ist durch die gleichen, geographischen Faktoren bedingt wie die Bildung der Stratusdecken.

Wie sie häufig als die Vorboten der Bildung von Stratusdecken auftreten, beweist folgende Beobachtung vom 25. Juni 1904, von Igls aus:

25. Juni: Nach kurzdauerndem Föhn, den um 4 p eine Regenböe aus dem Oberinntal beendigte, steckten die Gipfel von 2400 m an im Nebel. Im Gehänge der Nordkette bildete sich sehr rasch eine Wolkenbank von

ca. 4 km Länge in einer Höhe von 1200 m, keilförmig, spitzes Ende gegen E. Die Bank löste sich um 5⁴⁵ p sehr rasch auf. Das Miemingergebirge im Oberinntal war bereits ganz in Nebel gehüllt. Dieser Wolkenmasse war im E eine Wolkenbank vorgelagert, die quer über dem ganzen Tale lag. Höhe 1200—1400 m. Im gleichen Niveau bildete sich erneut eine Wolkenbank an der Nordkette. Die Bank im Oberinntale rückte rasch vor, an den Tallehnen in gleicher Höhe Vorläufer, deren einer die Bank an der Nordkette war. Die vorgeschobenen Bänke verstärkten sich nach oben hin, wobei sie am raschesten an der Nordkette vorrückten und hier bald alle Gipfel von 1200 m an verhüllten. Patscherkofel noch frei. Abends schlossen sich die Wolken zu einer zusammenhängenden Decke über dem Tale, die bis ca. 1200 m niederreichte. Nachts und nächsten Morgen Regen.—

Zuerst erscheinen Bänke an den Berggipfeln. Sie verkünden die Stratusbildung in einem höheren Niveau. Etwas später treten Wolkenbänke in 1200 m Höhe auf, welche sich wieder lösen, von neuem aber durch die Wolkenmasse genährt werden, die in NW über Seefeld liegt und bereits die Miemingerberge einhüllt, also bei 1200 m beginnt und nach oben mit dem höheren Stratussystem verschmolzen ist, während im Osten die beiden Horizonte sich getrennt entwickeln und deshalb leicht zu unterscheiden sind, bis auch hier infolge Anschwellens der tiefer liegenden Bänke eine einheitliche Nebelmasse entsteht. Das ganze charakterisiert sich als gewaltsamer Einbruch kälterer Luftmassen in das Inntal. Daß das Eindringen kalter Luft zuerst in dem Niveau von 1200 m stattfindet, ohne daß es vorerst zu Wolkenbildung kommt, kann in diesem Falle strenger nachgewiesen werden, weil zuerst Föhn herrschte. Wir benützen dazu die Temperaturregistrierungen der 4 Föhnstationen Innsbruck 576 m, Igls 876 m, hl. Wasser 1240 m und Patscherkofel 1970 m.

25. Juni:	Mit- tag	1h	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Innsbruck	24.3	24.5	25.3	24.5	23.3	21.0	18.2*	16.6	15.2	14.1	13.8	13.3	13.1
Igls	20.9	21.4	21.9	21.3	20.8	20.5	17.3*	14.2	13.1	12.2	11.8	11.7	11.6
Hl. Wasser	19.5	20.2	21.0	21.8	19.1*	18.0	16.5	13.0	11.1	10.1	10.1	10.1	10.1
Patscherkofel	12.2	13.0	13.1	13.0	12.0	11.5	11.0	10.2	8.2*	6.3	5.8	5.6	5.5

Die mit Sternen versehenen Werte deuten den Beginn der Abkühlung an. Die Abkühlung tritt zuerst ein in hl. Wasser 1240 m, zwei Stunden später im Tale, vier Stunden später auf dem Patscherkofel. Die Station auf dem Patscherkofel liegt in einer Höhe von 1970 m, sie reicht also noch nicht in das Niveau hinein, in dem gewöhnlich das hohe Stratussystem sich bildet. Die Abkühlung auf dem Patscherkofel trat also erst ein, als die kalte Luftschichte, die 1200 m begann, bis zu 2000 m angeschwollen war. Der Umstand, daß in hl. Wasser die Abkühlung zuerst beginnt, während sowohl tiefer als höher die abnorme Erwärmung noch andauert, wäre unerklärlich, wenn man nicht auf die speziellen, orographischen Verhältnisse Rücksicht nimmt.

Wir beobachten nun allerdings nach 6 p auch im Tale eine sehr intensive Temperaturerniedrigung. Warum tritt im Tale nicht Nebelbildung auf? Gerade nach Föhn wurde ja in mehreren Fällen Bodennebel beobachtet. Die Lösung dieser Frage scheint sehr schwer, weil sie eine Kenntnis der Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse jener Luftschichte voraussetzt, welche über Seefeld in das Inntal eindringt. Da aber zur Zeit in Seefeld Beobachtungen angestellt werden, so ergibt sich vielleicht später an anderer Stelle Gelegenheit auf, diese schwierige Frage einzugehen.

Weitere Beobachtungen über Wolkenbänke zu zitieren, scheint überflüssig. Das allen gemeinsame, durch die Höhe

der Seefelder Senkung gegebene Charakteristikum, die Ausbildung über 1200 m Höhe, geht aus den bereits zitierten Beobachtungen mit genügender Deutlichkeit hervor. Die Erklärung der Details des einzelnen Falles stößt jedoch auf die größten Schwierigkeiten. Es handelt sich ja nur um die Konstatierung allgemeiner, typischer Züge.

Wolkenbänke und Talwind.

Wir haben bis jetzt nur Wolkenbänke betrachtet, welche sich als Anfangs- oder Restglieder einer Stratusdecke darstellen, wodurch sowohl ihr stratusartiger Habitus als auch das Vorkommen in zwei, meist) gut unterscheidbaren Horizonten zu erklären ist. Bereits in der Einleitung wurde jedoch auf eine andere Art von Wolkenbänken hingewiesen, die meist auf die Südabhänge der Bergketten beschränkt sind, besonders an der Nordkette, die ferner nur im Sommer häufiger sich bilden. Sie bestehen aus einer Reihe kleiner, perlschnurartig aneinandergereihter Cumulusballen. Sehr häufig ist zu beobachten, daß im Laufe des Tages der durch Wolkenbildung ausgezeichnete Horizont immer höher an den Abhängen des Gebirges hinaufrückt, ja, selbst über die Kammlinie des Gebirges hinauf. An Tagen mit Neigung zu Gewittern ist die Bildung sehr häufig. Bei Nacht lösen sich die Bänke.

Wenn wir eine Erklärung dieser Wolkengebilde versuchen, so ist vor allem beachtenwert, daß sie nur an den Südabhängen des Gebirges eintritt, welche der Inso-lation am frühesten und untertags am stärksten exponiert sind. Schon der Habitus dieser Wolkenbänke weist daraufhin, daß sie Luftströmen ihre Entstehung verdanken, welche an den Abhängen der Gebirge aufsteigen. Da diese Wolkenbildung ein Tagphänomen ist, so liegt des Schluß nahe, daß sie ein Effekt jener Luftströmung ist, welche im Gebirge als „Talwind“ bekannt ist, durch die Inso-

lation infolge der Hebung der Flächen gleichen Druckes eingeleitet und tagsüber erhalten wird. Diese an den Hängen aufsteigende Luft erreicht dann mitunter jene Höhe, in welcher infolge der Abkühlung der vorhandene Wasserdampf kondensiert, so daß wir überall in gleichem Niveau an den Berghängen Wolkenbänke, besser gesagt, Wolkenballen, finden. Das Hinaufrücken des ganzen Systemes in ein höheres Niveau erklärt sich von selbst durch den täglichen Gang der Lufttemperatur über dem Tale. Auffallend ist nur, daß diese Wolkenbildungen fast immer nur auf die Südseite der Gebirge um Innsbruck beschränkt ist.

Es ist bekannt, daß die Luft nicht wegen der Hebung der Flächen gleichen Druckes allein zum Aufstiege an den Berghängen veranlaßt wird. Es ist vielmehr eine zweite Kraft wirksam, vertikal aufwärts, aber nur unmittelbar über dem Abhange selbst. Die Insolation erwärmt den Boden und dieser mittelbar die nächsten Luftschichten, welche dadurch zum Aufsteigen veranlaßt werden. Diese Vertikalkomponente muß aber viel stärker sein auf der Südseite eines Gebirges (auf der Nordhemisphäre), nicht nur deshalb, weil sie im allgemeinen früher bestrahlt wird, sondern weil die Bestrahlung viel intensiver sein muß als auf der Nordseite. Die Intensität ist ja abhängig vom Inzidenzwinkel, dieser ist aber auf der Südseite unserer Gebirge größer als auf dem Nordabfalle.

Bei der Anwendung dieser Überlegung auf das Innental ergibt sich, daß wegen der bedeutenden Steigung der beiderseitigen Gebirgsketten die aufsteigende Bewegung am Südabfalle der Nordkette am stärksten ist, wenn wir auch vorerst nur die Hebung der Flächen gleichen Druckes über dem weiten Kessel des Innetales berücksichtigen. Modifizierend und verstärkend greift jedoch noch ein anderer Umstand ein.

Man könnte versucht sein, einer Hebung der Flächen gleichen Druckes über dem Innental selbst keinen Einfluß

zuzugestehen, wenn man bedenkt, daß diese Hebung viel intensiver über der bayerischen Ebene stattfinden wird, die eingeleitete Zirkulation also nicht senkrecht auf die flankierenden Berghänge, sondern vor allem vom Flachlande herein längs des Tales wirken wird. Dieser „Talwind“ vom Flachland herein ist im Tale selbst im Sommer sehr oft zu beobachten. In der Höhe aber z. B. auf dem Patscherkofel weht zur gleichen Zeit Südwind mit sturmartiger Heftigkeit, der meist um 10 h beginnt und abends erlöscht.

Für diesen Südwind bietet uns die Wetterkarte nie eine Erklärung. Wir müssen aber bedenken, daß der Patscherkofel nahe dem Brennerpaße liegt, der eine nahe Verbindung mit der Südseite der Alpen darstellt. Auf der Südseite der Alpen wird aber der gegen die Alpen gerichtete und an diesen aufsteigende „Talwind“ unter allen Umständen am intensivsten sein, weil die Poebene, in welche die Alpen im Süden absinken, sehr tief liegt im Verhältnis zu der bayerischen Hochebene. Zweitens ist aber hier auch die Insolation und damit die zweite Kraftkomponente am stärksten. Von den beiden Winden, die sich also untertags von N und von S gegen den Zentralalpenkamm entwickeln, ist letzterer viel stärker und greift auch über auf die Nordseite des Grenzkammes. Bedenkt man dann ferner noch, daß den Zentralalpen in der Gegend des Brenners im Norden noch mehrere, von Westen nach Osten streichende Bergketten vorgelagert sind, die wegen der der Insolation mehr exponierten Südhänge geradezu verstärkend auf den Südwind einwirken, so verstehen wir auch die außergewöhnliche Heftigkeit, mit welcher im Sommer der Südwind untertags über den Patscherkofel hinstreicht. Er weht in der Höhe über das Tal hinweg, trifft dann auf die Nordkette und verstärkt hier die bereits eingeleitete, aufsteigende Bewegung. Das Tal aber steht unter dem Einflusse des von der bayerischen Ebene hereinwehenden, dem Tale folgenden Ost-

windes. Die Genesis der Wolkenbänke, welche sich als Wirkung des Talwindes darstellen, ist also gänzlich verschieden von der Entstehungsweise der Wolkengebilde, die wir früher besprochen haben. Der schärferen Unterscheidung wegen schien ein Eingehen auf diese zweite Bildungsmöglichkeit nicht überflüssig.

Mit der Besprechung der bis jetzt behandelten Formen ist die Reihe jener Wolkengebilde noch nicht erschöpft, welche im Wetterbilde Innsbrucks häufig durch ihre Regelmäßigkeit auffallen. Aber es muß abgesehen werden von jenen Bildungen, bei welchen ein Einfluß der orographischen Verhältnisse nicht zu erkennen ist. Wichtig in dieser Beziehung wäre nur mehr die Bewölkung, welche den Einbruch einer Gewitterböe aus dem nördl. Alpenvorlande in das Inntal begleitet, wobei es zu Wolkenbildung bis in das Tal kommen kann, ohne daß irgendwie eine Trennung in zwei Horizonte erfolgen könnte. Aber auch diese Gewitterböen brechen zuerst über Seefeld und in der Höhe in das Inntal ein, worauf bereits an anderer Stelle hingewiesen wurde ¹⁾. Die orographischen Verhältnisse spielen dabei insofern eine große Rolle, als die nördlichen Kalkalpen dabei das Warmluftgebiet im Inntale von einem hochreichenden Kaltluftgebiet im nördlichen Alpenvorlande scheiden. Naturgemäß kann dann der Einbruch kalter Luft zuerst durch die tiefsten Senkungen des Trennungskammes und in der Höhe über den Kämmen erfolgen, bis dann im Inntale selbst eine Umstürzung der verschieden temperierten Luftschichten erfolgt, was aber im einzelnen Falle nur durch Benützung genauer Temperaturdaten bewiesen werden kann. Theoretisch hat M. Margules den Fall in seiner bereits zitierten Arbeit „Über die Energie der Stürme“ S. 11 behandelt.

¹⁾ Temperatursturz in Innsbruck am 4. Mai. Met. Ztschr. 1904, 7, S. 336 ff.

Von dem Einbruch kalter Luft über Seefeld in das Innthal, welches zur Bildung von Stratusdecken in verschiedenen Niveaus führt, unterscheidet sich der Vorgang bei dem Einbruche einer Böe eigentlich nur dadurch, daß wir es mit größeren Temperaturgegensätzen, sowie mit einem hochreichenden Gebiete kalter Luft zu tun haben. Der Fall ist überdies zu selten, um in dieser Arbeit, die häufigen Wolkenformen gilt, eingehender behandelt zu werden.

Übersicht.

Sehen wir ab von den durch den Talwind erzeugten Wolkenbänken, so können wir über die Stratusbildungen im Innthale zusammenfassen :

1. Die orographischen Verhältnisse spielen eine ausschlaggebende Rolle bei der Wolkenbildung in Alpentälern, indem sie die, durch die allgemeine Wetterlage diktierte Bewölkung in ganz bestimmter Weise modifizieren. Dieser Schluß ist gegründet auf Wolkenbeobachtungen im Längstale des Inn bei Innsbruck.

2. Die Bildung von Stratusdecken im Innthale ist beschränkt auf zwei Niveaus. Das Niveau des oberen Stratushorizontes ist gegeben durch die Kammhöhe der nördlichen Kalkalpen und der Zentralalpen, das Niveau des unteren Horizontes, in welchem sich die Talnebeldecken ausbreiten, durch die Höhe der Seefelder Senkung in den nördlichen Kalkalpen.

3. Weitaus am häufigsten ist die Bildung solcher Stratusdecken, wenn zwischen nördlichem und südlichem Alpenvorland ein von Nord nach Süd gerichteter Gradient über die Alpen wirksam ist, da hiedurch nordöstliche bis westliche Winde zum Aufstieg am Nordabhang der Alpen gezwungen werden. Der erzwungene Aufstieg der Luft erreicht erst am Kamme der Zentralalpen ein Ende. Die anhangsweise mitgeteilte Übersicht beweist

die Häufigkeit dieser Stratusdecken bei nord-südlichem Gradienten.

4. Der Luftaustausch zwischen Nord- und Südseite der Alpen vollzieht sich sowohl über die Kämme der Gebirgsketten selbst, wie auch durch die Einsenkungen der Kämme, in den betrachteten Fällen durch die Senkung von Seefeld.

5. Wolkenbänke mit Stratuscharakter treten nur in den gleichen Horizonten auf wie Stratus- und Talnebeldecken, ihre Höhenlage ist also bestimmt durch die gleichen orographischen Verhältnisse. Sie treten sowohl selbständig auf, häufiger aber als Vorläufer oder Restglieder ausgedehnterer Stratusbildungen. Habituell sowohl als auch durch ihr Vorkommen in bestimmten Horizonten unterscheiden sie sich von den cumulusartigen Wolkenbänken, die im Sommer durch den an den Berghängen aufsteigenden Talwind gebildet werden.

6. Die in 2., 3. und 4. charakterisierten Stratusbildungen treten häufig kombiniert auf, was ergiebige Niederschläge sehr oft zur Folge hat. Hieraus geht die Wichtigkeit des Einflusses orographischer Details auf die klimatischen Verhältnisse der Alpentäler deutlich hervor.

7. Bei Föhnlage tritt nur dann ausgedehntere Stratusbildung ein, wenn die Südströmung der Höhe nicht in das Tal hinab gelangt, sondern in der Höhe von den Zentralalpen zu den nördlichen Kalkalpen weht, wobei wegen der tiefen Lage des Brennerpasses auch nördlich der Zentralalpen, örtlich beschränkt, eine aufsteigende Luftströmung sich einstellt.

9. Der Umstand, daß vor allem die plateauartige Senkung von Seefeld für den Einbruch von Luftströmungen aus dem nördl. Alpenvorlande in das Inntal in Betracht kommt, ist dadurch erklärlich, daß die Seefelder Senkung nach zwei Seiten mit dem nördl. Alpenvorlande in Verbindung steht. Im Norden durch das Tal der

Isar, im Westen durch das zwischen Wetterstein- und Miemingergebirge eingeschnittene Gaistal.

In Punkt 6 wurde betont, daß auch Einzelheiten der orographischen Verhältnisse von großem Einfluß sein können für die allgemeinen, klimatischen Verhältnisse, wofür uns wieder das Inntal, aber jetzt in seiner ganzen Länge betrachtet, eines der schönsten Beispiele bietet. Hann zitiert in seinem „Lehrbuch der Klimatologie“ I. Seite 294 als schönes Beispiel für die austrocknende Wirkung hoher Gebirgsketten die Regenverteilung im Inntale wie folgt:

Jährliche Regenmenge zu				
Rosenheim	Innsbruck	Landeck	Remüs	Zernetz
138	87	57	57	59 cm
	Bervers	Sils	Castasegna	
	79	95	145 cm	

Hiebei ist aber nicht der Umstand allein zu berücksichtigen für Erklärung der geringen Regenmenge im mittleren Inntale, daß dieses allseits von hohen Gebirgen eingeschlossen ist. Denn gerade bei Landeck übertrifft die mittlere Höhe der Gebirgsketten nicht bedeutend jene bei Innsbruck, welches eine erhebliche größere Regenmenge verzeichnet. Es spielt eben auch der Umstand eine große Rolle, daß im mittleren Inntale in den nördlichen Gebirgskämmen keine so tief eingeschnittenen Senkungen zu finden sind wie gerade bei Innsbruck. Die Höhe der Senkung bestimmt aber in erster Linie den Wasserdampfgehalt der von Norden oder Westen in das Alpental eindringenden Luft. Vor allem die Kombination eines höheren Stratussystemes mit einer Talnebeldecke bringt reichliche Niederschläge. Hindern die orographischen Verhältnisse aber die Bildung einer tiefreichenden Talnebeldecke wie z. B. im mittleren Inntale, so wird auch die Niederschlagsmenge eine geringere werden müssen.

Es würde noch erübrigen, die in den zitierten Beobachtungen oft erwähnte Dunstbildung zu besprechen. Die Untersuchung dieser merkwürdigen Bildungen muß aber einer späteren Arbeit vorbehalten werden, da sie weit ab führen würde von dem eigentlichen Zwecke dieser Arbeit, die sich ausschließlich mit dem Einflusse orographischer Verhältnisse auf die Wolkenbildung befaßt hat.

Zum Beweise dafür, daß die Untersuchung nicht nur auf die wenigen, mitgeteilten Beobachtungen basiert ist, folgt nun tabellarisch eine Übersicht über die Gesamtheit der beobachteten Fälle. Diese Übersicht wird enthalten die jeweils in Innsbruck beobachtete Wolkenform, die Bewölkung im nördlichen Alpenvorlande (Bregenz, München, Mittenwald), die Bewölkung im südlichen Alpenvorlande (Riva, Lugano), Bewölkung und Wind auf der Zugspitze, Luftdruck in Innsbruck und Riva. Besonders auf die Luftdruckübersicht, welche den über die Alpen wirksamen Gradienten charakterisiert, ist größeres Gewicht zu legen, da die Zugspitze nicht selten südwestliche bis südöstliche Winde meldet, während die Luftdruckbeobachtungen bezeugen, daß gleichzeitig in tieferen Regionen ein Gradient vom nördl. zum südl. Alpenvorland besteht. Die Daten beziehen sich auf 7 a, nur bei der Zugspitze und für Mittenwald sind teilweise spätere Termine berücksichtigt. Die Bewölkung ist angegeben nach der vierteiligen Skala. Da in der Übersicht auch Fälle angeführt werden, in welchen Auflösung von Stratusdecken durch Föhn, Stratusdecken bei Föhn, sowie die Bildung von Stratusdecken oft gegen Abend des zitierten Tages beobachtet wurden, muß auch den Luftdruckverhältnissen der vorhergehenden oder nachfolgenden Tage Beachtung geschenkt werden.

T a b e l l e .

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
22. Jänner 1904	Talnebeldecke, reicht von 1300—1800 m Auflösung durch Föhn	Total bedeckt, teilweise Bodennebel
5. Februar 1904	Stratusdecke bei Föhnlage. Bodennebel nach Föhn	Stratus, überall Bodennebel
6. Februar 1904	Talnebel mit Stratus kombiniert. Schneefall	Total bedeckt, Schneefall, Regen, abends Aufheiterung
12. Februar 1904	Talnebel mit Stratus kombiniert, Schneefall, Abds. Stratusdecke	Total bedeckt, Schneefall, Regen. In Mittenwald abds. gänzl. Aufheiterung
15. Februar 1904	Talnebel mit Stratus kombiniert. Leichter Schneefall Abds. Aufheiterung	Total bedeckt, teilw. Schneefall. Mittenwald abds. gänzl. Aufklären
18. Februar 1904	Talnebel mit Stratus kombiniert, Schneefall.	Total bedeckt, Schneefall
20. Februar 1904	Mgs. klar, später Talnebel mit Stratus kombiniert. Nach Talnebeleinbruch Schneefall.	Mgs. wenig bedeckt, Mittenwald wolkenlos Nachm. total bedeckt, Schnee

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Inns- bruck	Riva
Bewölkung 0—1	Tagsüber Nebel und Schnee, Wind NW ₆ —NNW ₈	757·7	756·8
Riva 4 Lugano 0	Bew. 2—0 Wind SE ₄ —SE ₆	774·8	767·3
Total bedeckt, Regen	Bew. 2—4 Wind SE ₃ —windstill	754·4	755·6
Total bedeckt, Lugano Regen	7a Nebel und Schnee Abds. Bew. 0 Wind NNE ₃ —NW ₆	757·3	753·3
Riva 3 Lugano 0	Bis abds. Nebel und Schneefall, dann gänzl. Aufheiterung. NNE ₃ —NW ₆	761·5	756·8
Riva 4 Lugano 0	Tagsüber Nebel mit Schneefall. Abds. gänzl. Aufheiterung NW ₇ —NNE ₄	750·1	748·9
	Nebel mit Schneefall NW ₄ —Windstille		
Riva 0 Lugano 0	Mgs. Bew. 1, später Nebel. NNE ₂ —N ₈	771·3	766·8

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
22. Februar 1904	Wolkenbänke, später Talnebel mit Stratus und Schneefall	Mgs. bedeckt, in Mittenwald Bew. 2, abds. total bedeckt
27. Februar 1904	Mgs. Talnebeldecke, später gänzl. Aufhei- terung	Bregenz und Mitten- wald fast wolkenlos, München mgs. total bedeckt Schneefall
16. März 1904	Stratusdecke ohne Niederschlag	Total bedeckt, Regen
18. März 1904	Stratusdecke ohne Niederschlag	Total bedeckt
19. März 1904	Mgs. Talnebeldecke mit Regen, später Stratus	Total bedeckt, teilw. Bodennebel, Schnee und Regen
22. März 1904	Mgs. wolkenlos, spät. Stratus mit Talnebel, abds. Schnee	Mgs. fast wolkenlos, später total bedeckter Himmel
23. März 1904	Talnebel mit Stratus, Regen	Total bedeckt, teilw. Regen, in Mittenwald Schnee
25. März 1904	Stratus bei Föhnlage	Wenig bedeckt, teilw. Bodennebel
26. März 1904	Bodennebel im Ober- inntal, in Innsbruck Föhn	Bew. 2—3

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Inns- bruck	Riva
Riva 0 Lugano 0	Mgs. Bew. 2, später Nebel mit Schneefall WNW ₆ —NW ₅	765·8	763·9
Total bedeckt	wolkenlos, NW ₅ —W ₄	767·4	763·9
Riva 3 Lugano 3	Nebel mit Schneefall, abds. Abnahme der Bew. NW ₅ . Abds. SW ₅	762·7	761·5
Total bedeckt	tagsüber Nebel und Windstille	763·1	761·4
Lugano 0 Riva 4	Mgs. wolkenlos bei NNW ₂ ; später Nebel und Windstille	767·3	763·3
Lugano 0 Riva 3	Mgs. Nebel, untertags Nebel mit Schnee. NW ₇ —NNW ₅	768·2	763·0
Lugano 0 Riva 3	Nebel und Schneefall, NW ₆ —Windstille	761·7	759·0
Lugano Schnee Riva Regen	Zugsp. Bew. 1—2; S ₅ — ESE ₇	764·6	764·4
Lugano 4 Riva Regen	Mgs. Bew. 3, abds. Nebel. SSE ₆ —SE ₆	763·9	766·4

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
27. März 1904	Stratus bei Föhnlage. Föhn im Tale er- loschen	Wenig bewölkt, teilw. Bodennebel
28. März 1904	Mgs. Talnebel, später kombiniert mit Stratus	Bodennebel, in Mittenwald total bedeckt
29. März 1904	Stratusbildung bei Föhnlage über dem Inntale. Föhn noch nicht in das Tal durchgebrochen.	Mgs. in München Bodennebel, Bregenz bedeckt, Mittenwald mgs wolkenlos, abds. Himmel total bedeckt
30. März 1904	Nach Föhn Stratus- bildung von W, abds. Talnebel und Schnee- fall	Total bedeckt, bereits morgens
31. März 1904	Talnebel mit Stratus kombiniert, sehr starker Schneefall	Total bedeckt
1. April 1904	Mgs. wolkenlos, an den Bergen Wolken- bänke, nachm. bildet sich Stratus von W her	Mgs. halbbedeckt Abds. Mittenwald total bedeckt, Regen
2. April 1904	Talnebel mit Stratus. Zeitweise Regen.	Total bedeckt, München Schneefall,
3. April 1904	Mgs. Bodennebel im Seefelder Becken, später Stratusdecke	mgs. halbbedeckt, später total bedeckt

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Inns- bruck	Riva
Total bedeckt	Nebel, SE ₅ —ESE ₂	764·5	763·2
Lugano 1 Riva 1	Mgs. Bew. 2—3, später Nebel und Schnee. Wind- stille bis NNE ₄	766·1	764·4
Total bedeckt	Mgs. Nebel bei Wind- stille, später Himmel bedeckt bei WSW ₆ —S ₇	764·7	763·4
Lugano 4 Riva Regen	Mgs. Nebel bei SE ₃ , später Schneefall bei NNE ₆ —N ₆	747·9	753·7
Lugano 1 Riva 4	Nebel, Schneefall, N ₃ —N ₅	755·1	747·4
Lugano 0 Riva 2	Mgs. Bew. 2, später Nebel, abds. Schneefall NW ₄ —NW ₆	766·8	761·0
Lugano 0 Riva 2	Nebel mit Schneefall NW ₅ —N ₇	769·4	764·5
Lugano 2 Riva 2	Total bedeckt, abds. Ab- nahme der Bew. NW ₂ — NW ₅	774·9	772·5

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
8. April 1904	Talnebel mit Stratus, Schneefall	Bedeckt. Teilweise Regen, Mittenwald Schnee
22. April 1904	Mgs. klar, an Bergkämmen Wolkenbänke später Stratus von W	Bregenz bedeckt, München 1, Mittenwald 2—3, abds. total
23. April 1904	Talnebel mit Stratus, Regen	Total bedeckt, stellenweise Bodennebel
24. April 1904	Talnebel mit Stratus ohne Niederschlag	Total bedeckt, stellenweise Bodennebel
25. April 1904	Mgs. klar, später Stratus, abds. Regen	Total bedeckt, Mittenwald mgs. Bew. 1—2
26. April 1904	Talnebel mit Stratus, Regen	Total bedeckt, Regen
27. April 1904	Talnebel mit Stratus, Regen	Total bedeckt, Schnee und Regen, teilweise Bodennebel
3. Mai 1904	Nach leichtem Föhn mgs. wolkenlos, dann Talnebel mit Stratus, zeitweise Regen	Total bedeckt, Regen

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Innsbruck	Riva
Lugano 0 Riva 1	Mgs. Bew. 2, später Nebel, abds. Schneefall NW ₆ —N ₇	764·6	762·6
Lugano 2 Riva 2	Nebel mit Schneefall, NNW ₉ —N ₈	764·4	756·9
Lugano 0 Riva 4	Mgs. Nebel bei Windstille, mttgs. SE ₂ , abds. Nebel mit Schnee, N ₂	762·1	759·5
Lugano 2 Riva 3	Nebel, Schneefall bis abds. SE ₂ —SE ₅	756·4	754·4
Lugano 0 Riva 2	Mgs. halbbedeckt, dann Nebel. Stille—ESE ₃	761·2	759·0
Lugano 4 Riva 3	Mgs. Bew. 2, später Nebel mit Schneefall SE ₁ , abds. N ₃	762·3	759·9
Lugano 4 Riva 3	Mgs. Nebel, später Schneefall E ₄ —SE ₃	761·8	759·9
Lugano Regen Riva 4	Nebel, Schneefall, mgs. SE ₂ , abds. N ₅	762·3	755·7
Lugano 0 Riva 3	Mgs. total bedeckt, später Nebel, Schnee, Mgs. SW ₆ , abds. NW ₆	765·1	763·6

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
18. Mai 1904	Stratus in Bildung	Total bedeckt, teilw. Regen
19. Mai 1904	Stratus, zeitweise Regen	Total bedeckt, Regen
20. Mai 1904	Wolkenbänke in zwei Horizonten, abds. Stratus	Bew. 1, Mittenwald mgs. 3. abds. 2
24. Mai 1904	Mgs. Talnebel, Stratus, Regen. Später Wolkenbänke, abds. gänzl. Aufheiterung	Total bedeckt, teilw. Bodennebel, abds. Aufheiterung
28. Mai 1904	Talnebel mit Stratus, Regen	Total bedeckt, Regen
29. Mai 1904	Stratus, tiefer Wolkenbänke ohne Niederschlag	Total bedeckt, teilw. Regen, abds. Aufheiterung
3. Juni 1904	Talnebeldecke im Ob.-Inntal, sonst Wolkenbänke. In der Höhe Föhn	Bew. 2—3, abds. in Mittenwald total bedeckt

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Inns- bruck	Riva
Lugano 0 Riva 0	Mgs. Nebel, Schnee, bei N ₅ , abds. gänzliche Aufheiterung bei N ₂	767·7	761·9
Lugano 2 Riva 2	Mgs. Nebel bei SW ₅ , abds. Nebel, Regen bei WNW ₇	765·5	761·7
Lugano 0 Riva 2	Mgs. Nebel bei W ₁ , abds. Nebel und Schnee bei NW ₅	763·2	761·9
Lugano 0 Riva 3	Mgs. Bew. 1 bei W ₄ , abds. total bedeckt bei WNW ₂	768·1	762·9
Lugano 0 Riva 2	Mgs. Nebel bei N ₂ , abds. Windstille bei gänzlicher Aufheiterung	766·2	758·5
Lugano 0 Riva 3	Nebel, Schneefall, mgs. S ₂ , abds. N ₃	766·3	762·5
Lugano 0 Riva 1	Mgs. Nebel, abds. Aufklaren, tagsüber Windstille	766·5	763·3
Lugano Regen Riva 4	Mgs. Bew. 1 bei SE ₅ , mttgs. Nebel, abends wolkenlos bei SSE ₂	766·0	763·2

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
25. Juni 1904	Nach Föhn Talnebel und Stratus	mgs. Bew. 1—3, abds. total bedeckt, Regen
26. Juni 1904	Talnebel mit Stratus, Regen	Total bedeckt, Regen
3. Juli 1904	Stratus	Total bedeckt, Regen, Mittenwald Bew. 3
15. Sept. 1904	Talnebel mit Stratus, Regen	Total bedeckt, teilw. Regen
4. Oktober 1904	Talnebeldecke, löst sich in Bänke	Bodennebel, Mitten- wald total bedeckt, später Aufheiterung
5. Oktober 1904	Talnebeldecke, rasche Aufheiterung	mgs. total bedeckt, Aufheiterung
6. Oktober 1904	Stratus bei Föhn in der Höhe	Total bedeckt, Regen
7. Oktober 1904	Mgs Stratus und Wolkenbänke, unter- tags Föhn, nachts Talnebel mit Stratus und Regen bei West- sturm	Total bedeckt, Regen. Mittenwald mtgts. halbbedeckt, abds. Regen
8. Oktober 1904	Stratus	Total bedeckt

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Inns- bruck	Riva
Total bedeckt	Mgs. Bew. 1 bei SW ₆ , abds. Nebel, Schnee bei WNW ₆	757·4	759·0
—	Nebel bei W ₆ —NW ₆	—	—
Lugano 2 Riva 0	Mgs. total bedeckt bei SW ₄ , abds. Nebel bei NW ₅	765·7	763·0
Lugano 1 Riva 3	Nebel mit Schnee, NW ₆ —NNW ₆	761·9	756·9
Lugano 0 Riva 3	Bew. 1 bis wolkenlos, mgs. ENE ₁ , abends SW ₂	767·6	764·5
Lugano 0 Riva 4	Mgs. wolkenlos bei WNW ₄ , abds. Bew. 3 bei NW ₄	764·4	765·6
Total bedeckt	Mgs. total bewölkt bei WSW ₈ , abds. Nebel bei NNW ₈	757·9	760·1
Lugano 0 Riva 2	Mgs. Nebel bei WSW ₅ , mtgts. Bew. 3 bei WSW ₈ , abds. Nebel und Schnee bei NW ₇	755·8	756·6
Lugano 0 Riva 2	Nebel, mgs. Schneefall NNW ₄ —NW ₄	758·7	754·7

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
9. Oktober 1904	Talnebel mit Stratus, Schneefall	Bedeckt, teilw. Boden- nebel, Mittenwald Schneefall
10. Oktober 1904	Stratus, abds. mit Talnebel und Regen	Total bedeckt, abds. in Mittenwald Regen
11. Oktober 1904	Talnebel mit Stratus, mgs. Schneefall	Total bedeckt, teilw. Bodennebel, abds. in Mittenwald Aufklaren.
12. Oktober 1904	Mgs. Wolkenbänke, später Stratus von W, abds. Talnebel- decke	Total bedeckt, mgs. teilw. Bodennebel
13. Oktober 1904	Talnebel mit Stratus, Auflösung in Wolken- bänke, abds. Talnebel- decke	Total bedeckt, teilw. Regen; München mgs. Bew. 2.
14. Oktober 1904	Talnebeldecke, Auf- lösung durch Föhn, der das Tal nicht er- reicht. Abds. Stratus	Bedeckt, Mittenwald mgs. Bew. 2, später total bedeckt
19. Oktober 1904	Talnebel mit Stratus, Auflösung in Wolken- bänke, abds. Talnebel- decke	Bodennebel, Mitten- wald mgs. total bedeckt mittgs. Aufheiterung, abends total bedeckt
26. Oktober 1904	Mgs. Talnebeldecke, löst sich; nachm. Stratus von W her mit Talnebel und Regen	Mgs. Bew. 1—3, dann total bedeckt mit Regen

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Inns- bruck	Riva
Lugano 0 Riva 4	Nebel mit Schneefall, NW ₃ —Windstille	762·4	757·1
Lugano 0 Riva 4	Tagsüber Nebel bei SE ₃ —SE ₇ , abds. Schnee bei E ₄	769·0	762·0
Total bedeckt	Mgs. Nebel bei ESE ₆ , abds. Aufklaren bei ESE ₂	764·4	758·8
Total bedeckt Lugano Regen	Bew. 2—1 bei SSE ₂ —S ₁ , abds. wolkenlos bei NNE ₁	765·4	766·1
Lugano 0 Riva 1	Mgs. Nebel bei NW ₂ , später wolkenlos bei N ₁ —SE ₁	772·2	770·1
Lugano 2 Riva 3	Mgs. fast wolkenlos bei NE ₁ , später Bew. 3 bei W ₃ —W ₅	767·1	767·4
Wolkenlos	Mgs. Nebel bei NNW ₅ , später wolkenlos bei NNW ₂ —N ₃	772·8	769·7
Lugano 0 Riva 1	Mgs. wolkenlos bei WSW ₄ , dann Nebel bei NW ₇ —NNW ₈	766·6	764·3

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
27. Oktober 1904	Stratus, mgs. Regen	Bedeckt, teilweise Regen
2. Nov. 1904	Talnebeldecke	Total bedeckt, teilweise Bodennebel und Regen
8. Nov. 1904	Mgs. Stratus bei Föhn in der Höhe, später Stratus von W	Mgs. total bedeckt, abds. in Mittenwald Bew. 2
11. Nov. 1904	Talnebeldecke mit Schneefall von 1000—1800 m; Stratus von 2800 m an	Total bedeckt, teilw. Regen
12. Nov. 1904	Talnebel mit Stratus. Zeitweise Regen	Total bedeckt, teilw. Regen
14. Nov. 1904	Talnebeldecke, bis abds. gänzliche Auflösung	Wolkenlos
16. Nov. 1904	Stratus, abds. Aufklaren	Mgs. total bedeckt, abends Aufklaren
22. Nov. 1904	Stratus bei Föhn	Bew. 2—3, abds. Mittenwald total bedeckt
30. Nov. 1904	Stratus, nachts mit Talnebel und Schnee	Total bedeckt, abds. Schneefall

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Innsbruck	Riva
Lugano 0 Riva 1	Nebel bei NNW ₅ — NNW ₁	764·6	759·0
Lugano 1 Riva 0	Wolkenlos bei Windstille —S ₁	769·4	767·1
Total bedeckt	Mgs. total bedeckt mit Schnee bei SW ₇ , später Nebel bei NW ₇ —NNW ₈	755·3	758·8
Wolkenlos	Nebel mit Schneefall bis abds. bei NNW ₄ —NW ₅	769·0	765·4
Total bedeckt	Nebel bei NW ₆ —W ₄	768·7	769·5
Lugano 0 Riva 1	Mgs. wolkenlos bei ESE ₄ , mttgs. Bew. 2 bei NE ₂ , abds. wolkenlos bei Stille	778·4	775·1
Lugano 1 Riva 3	Mgs. Nebel, mttgs. mit Schneefall, abds. Bew. 1—2, N ₄ —NNW ₃	774·6	769·8
Lugano 4 Riva 2	Total bedeckt, WSW ₆ —S ₃ abds.	759·7	761·0
Lugano 0 Riva 2	Nebel mit Schneefall, NNW ₄ —WNW ₄	768·2	766·5

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
1. Dez. 1904	Talnebel mit Stratus, mgs. Schneefall	Total bedeckt, Regen und Schneefall
2. Dez. 1904	Talnebeldecke als Rest; in der Höhe Stratus bei Föhn	Geringe Bew., teilw. Bodennebel, abds. in Mittwald Bew. 2
4. Dez. 1904	Talnebeldecke, rasche Auflösung	Total bedeckt, Mitt- wald mgs. Bew. 1, später wolkenlos
8. Dez. 1904	Talnebel mit Stratus, Schneefall	Total bedeckt, Schnee- fall, Regen
11. Dez. 1904	Talnebel mit Stratus, Schneefall	Bedeckt, teilweise Bodennebel, Mitt- wald Schnee und Regen
12. Dez. 1904	Talnebeldecke als Rest; Auflösung durch Föhn	Teilw. Bodennebel, Mittwald mgs. total bedeckt, abds. Bew. 3
15. Dez. 1904	Stratus in Bildung	Total bedeckt, Mitt- wald mgs. wolkenlos, später total bedeckt
16. Dez. 1904	Stratus, abds. Auf- heiterung	Bedeckt, abds. Auf- heiterung
19. Dez. 1904	Mgs. Stratus, dann Aufheiterung, abds. Talnebeldecke	Bodennebel, Mitt- wald tagsüber total bedeckt

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Inns- bruck	Riva
Lugano 0 Riva 2	Nebel bei NW ₉ —NNW ₄	763·5	761·3
Lugano 0 Riva 2	total bedeckt bei SSW ₁ —S ₇ , abds. Bew. 1 bei SSW ₇	764·9	765·6
Wolkenlos	Mgs. Bew. 1 bei N ₂ , abds. wolkenlos bei N ₂	767·5	763·5
Regen	Nebel mit Schneefall, NW ₃ —WNW ₃	753·2	751·5
Total bedeckt	Nebel mit Schneefall, N ₁ —NW ₂	751·7	751·4
Lugano 0 Riva 4	Mgs. fast wolkenlos bei S ₄ , abds. Nebel bei SW ₄	754·2	754·7
Wolkenlos	Mgs. Bew. 1 bei W ₂ , später Nebel bei NNW ₆ —NW ₂	761·6	756·8
Wolkenlos	Nebel, abds. Aufklaren NW ₃ —N ₂	769·6	766·2
Wolkenlos	Mgs. Nebel bei N ₃ , später wolkenlos bei N ₃ —N ₄	778·6	773·2

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
20. Dez. 1904	Talnebeldecke, rasche Auflösung	Teilw. wolkenlos, Mittenwald mgs. total bedeckt, dann wolkenlos
30. Dez. 1904	Talnebel nachm. mit Stratus, Regen	Total bedeckt
31. Dez. 1904	Talnebel mit Stratus, Schneefall, Nordwest- sturm	Total bedeckt, Mitten- wald Schneefall
4. Jänner 1905	Talnebel mit Stratus, Schneefall	Total bedeckt, teilw. Schneefall
6. Jänner 1905	Stratus ohne Nieder- schlag	Total bedeckt, teilw. Schneefall
7. Jänner 1905	Talnebel und Stratus mit Schneefall, Nord- westföhn	Total bedeckt, teilw. Regen
10. Jänner 1905	Stratus mit leichtem Schneefall	Total bedeckt, teilw. Schneefall
13. Jänner 1905	Talnebel mit Stratus, zeitw. Schneefall, leicht	Total bedeckt, teilw. Schneefall
26. Jänner 1905	Talnebel mit Stratus, zeitw. leichter Schnee- fall	Total bedeckt, Mittenwald tagsüber Schneefall

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Inns- bruck	Riva.
Wolkenlos	wolkenlos, N ₄ —N ₂	776·3	772·8
Lugano 0 Riva 4	Nebel bei NW ₄ —NW ₉	768·8	767·8
Lugano 2 Riva 3	Nebel, zeitw. Schneefall NW ₉ —NW ₃	752·9 [Bre- genz 758·6]	753·0
Wolkenlos	Nebel mit Schneefall, NW ₄ —NW ₆	772·8	770·0
Lugano 0 Riva 3	Nebel, zeitw. mit Schnee- fall NW ₅ —WNW ₆ , mttgs. SW ₄	759·0 Bre- genz 760·8	760·4
Total bedeckt	Nebel, NW ₁₀ —NW ₇	747·9 [Bre- genz 755·4]	751·8
Lugano 1 Riva 2	Nebel, bis abds. mit Schneefall NW ₆ — ₄	768·4	763·4
Wolkenlos	Nebel, mttgs. mit Schnee- fall, WNW ₈ —NW ₈	770·0	768·0
Lugano 0 Riva 1	Nebel, Schneefall bis abds., NW ₄ —NW ₃	769·9	769·3

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
27. Jänner 1905	Mgs. Talnebeldecke; nachm. Stratus in Bildung	Wolkenlos—Bew. 2, Mittenwald abends total bedeckt mit Schnee
28. Jänner 1905	Talnebel mit Stratus, Schneefall	Total bedeckt, Schneefall
29. Jänner 1905	Mgs. Talnebel mit Stratus; abds. Tal- nebeldecke	Total bedeckt
30. Jänner 1905	Mgs. Talnebeldecke, später Talnebel mit Stratus	Total bedeckt
31. Jänner 1905	Stratus	Total bedeckt, Mitten- wald mgs. Bew. 1, später total bedeckt
3. Februar 1905	Talnebel mit Stratus, Schneefall	Total bedeckt, Mittenwald tagsüber Schneefall
4. Februar 1905	Stratus	Total bedeckt
5. Februar 1905	Talnebel mit Stratus, nachm. Regen	Total bedeckt, Mittenwald morgens Schneefall
8. Februar 1905	Mgs. Stratus, abds. Talnebeldecke	Bedeckt

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Inns- bruck	Riva
Wolkenlos	Mgs. wolkenlos bei N_2 , dann Nebel bei NNE_3 — NW_5	778·9	773·8
Wolkenlos	Nebel mit Schneefall, N_6 — N_3	780·9	777·6
Lugano 0 Riva 4	Mgs. Nebel bei N_5 , abds. wolkenlos bei N_5	784·0	779·9
Lugano 0 Riva 2	Mgs. Bew. 2 bei NW_7 , [abds. Nebel bei NW_1	780·0	773·2
Lugano 1 Riva 3	Nebel bei W_2 — N_6 , mttgs. Schnee bei NNW_8	769·7	769·1
Lugano 0 Riva 1	Nebel, NW_7 — NNW_9 , mttgs. Schneefall	764·9	763·3
Wolkenlos	Nebel bei N_5 — NW_8	775·2	773·0
Wolkenlos	Nebel, mgs. Schneefall, NNW_7 — N_3	775·6	771·6
Lugano 1 Riva 1	Mgs. Bew. 3—4 bei WNW_2 , abds. wolkenlos bei N_2	775·4	771·5

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
9. Februar 1905	Talnebeldecke, rasche Auflösung	Bew. 2—4, Mittenwald Bew. 1, abds. wolken- los
12. Februar 1905	Talnebel mit Stratus, zeitw. leichter Nieder- schlag	Bedeckt, Mittenwald mgs. Schneefall
13. Februar 1905	Stratus, zeitw. leichter Niederschlag	Total bedeckt, teilw. Schneefall
15. Februar 1905	Talnebel mit Stratus, Schneefall	Total bedeckt, Schneefall
16. Februar 1905	Talnebeldecke, rasche Auflösung	Total bedeckt, Mitten- wald abds. wolkenlos
18. Februar 1905	Talnebel mit Stratus, abds. Talnebeldecke	Total bedeckt, Schnee- fall, Mittenwald abds. Bew. 1
19. Februar 1905	Talnebel mit Stratus, zeitw. Schneefall	Total bedeckt
20. Februar 1905	Talnebel mit Stratus, zeitw. leichter Nieder- schlag	Total bedeckt, Mitten- wald Schneefall
21. Februar 1905	Stratus	Bedeckt
22. Februar 1905	Stratus bei Föhn in der Höhe	Bedeckt, Mittenwald mgs. Bew. 1, abds. total bedeckt

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Inns- bruck	Riva
Lugano 2 Riva 2	Wolkenlos, NE ₂ — ₃ , abds. SE ₁	775·2	774·4
Lugano 0 Riva 1	Nebel, mttgs. Schneefall, NW ₀ —NW ₅	767·0	763·7
Wolkenlos	Nebel, NW ₆ —NNW ₄	770·4	769·8
Lugano 1	Nebel mit Schneefall, N ₄ —NW ₃	774·9	769·8
Wolkenlos	Wolkenlos. NE ₁ —N ₁ , mttgs. E ₂	775·4	773·6
Lugano 1 Riva 1	Nebel, mttgs. Schnee, NW ₃ —N ₂ , abds. wolken- los bei SW ₁	770·7	768·6
Lugano 2 Riva 1	Nebel, W ₄ —W ₅	766·9	766·5
Total bedeckt	Nebel, tagsüber Schnee, W ₃ —NW ₁	757·3	756·7
Total bedeckt	Nebel bis Bew. 3, E ₂ —SE ₂	758·1	756·5
Total bedeckt, Regen	Mgs. bedeckt, später Nebel, tagsüber SE ₂	762·1	760·5 Kla- gen- furt 766·5

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
28. Februar 1905	Stratus, mgs. Schneefall, abds. Aufheiterung	Mgs. total bedeckt, abds. Mittenwald Aufheiterung
3. März 1905	Talnebel mit Stratus, zeitw. Schneefall	Total bedeckt, teilw. Bodennebel
4. März 1905	Talnebel und Stratus mit Schneefall, abds. Talnebeldecke	Total bedeckt, mgs. Schneefall
5. März 1905	Talnebeldecke, höher Fraktostratus; Aufheiterung; nachts Talnebeldecke	Bedeckt, Mittenwald mtgts. Bew. 1, abds. total bedeckt
6. März 1905	Mgs. Talnebeldecke, nachm. Aufheiterung, nachts Stratus	Total bedeckt
7. März 1905	Stratus, zeitw. leichter Niederschlag	Total bedeckt, teilw. Regen
8. März 1905	Talnebel mit Stratus, zeitw. Schneefall	Total bedeckt, teilw. Regen und Schnee
15. März 1905	Talnebel nach Föhn; Auflösung durch Föhn; abds. Stratus	Bew. 1—2, Mittenwald abds. total bedeckt
17. März 1905	Talnebel mit Stratus, zeitw. Regen	Total bedeckt, Mittenwald Regen

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Innsbruck	Riva
Total bedeckt, Riva Regen	Nebel mit Schneefall bei NW ₁ —W ₁ , abds. Aufklaren bei SW ₃	753·7	752·7
Total bedeckt	Mgs. bedeckt bei E ₁ , später Nebel, abds. Schnee, bei NE ₁ —N ₂	757·5	754·6
Total bedeckt	Mgs. Nebel u. Schneefall bei N ₅ , mtgts. Nebel bei SE ₂ , abds. wolkenlos bei Windstille	760·4	753·6
Lugano 2 Riva 3	Mgs. Bew. 3—4, später wolkenlos bei SE ₁ —Windstille	764·7	760·8
Wolkenlos	Wolkenlos bei SW ₁ —W ₃ , abds. Nebel mit Schnee bei W ₂	764·6	763·3
Lugano 0 Riva 2	Nebel mit Schneefall, NW ₄ —NW ₇	763·5	762·2
Lugano 2 Riva 4	Nebel mit Schneefall, W ₈ —NNW ₅	759·0	760·1
Lugano 0 Riva 2	Mgs. Bew. 1 bei W ₁ , mtgts. Bew. 3—4 bei S ₄ , abds. Bew. 3 bei W ₅	762·0	760·7
Lugano 0 Riva 2	Nebel mit Schneefall, NW ₅ —WNW ₂	757·6	755·2

Datum	Wolkenform in Innsbruck	Bewölkung im nördl. Alpenvorland
19. März 1905	Talnebel und Stratus, mgs. Regen	Total bedeckt, teilw. Regen
20. März 1905	Stratus; bis abds. gänzl. Aufheiterung	Bedeckt. abds. Mitten- wald wolkenlos
23. März 1905	Stratus nach Föhn, abds. Regen	Total bedeckt, teilw. Bodennebel Mittenwald abds. Regen
24. März 1905	Talnebel mit Stratus, Regen	Total bedeckt, Regen
26. März 1905	Mgs. klar, später Stratus mit Talnebel	Total bedeckt, teilw. Regen
28. März 1905	Stratus, später Tal- nebel und Regen	Total bedeckt, teilw. Regen

Bewölkung im südl. Alpenvorland	Bewölkung und Wind auf der Zugspitze	Luftdruck	
		Inns- bruck	Riva
Lugano 0 Riva 1	Nebel bei NW ₆ —NW ₁	763·0	761·1
Lugano 0 Riva 1	Nebel bei NW ₃ —W ₂ , abds. wolkenlos bei W ₃	766·0	764·5
Total bedeckt, Lugano Regen	Nebel mit Schneefall, W ₁ —NW ₁	761·5	763·8
Lugano 0 Riva 2	Nebel mit Schneefall, NW ₅ —NW ₂	757·8	759·0
Lugano 2 Riva 4	Nebel mit Schneefall, mgs. WSW ₆ , abds. NW ₅	762·8	763·2
Lugano 4 Riva 3	Nebel mit Schneefall, WNW ₅ —NNW ₄	757·1	761·5

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte des naturwissenschaftlichen-medizinischen Verein Innsbruck](#)

Jahr/Year: 1906

Band/Volume: [29](#)

Autor(en)/Author(s): Ficker Heinrich von

Artikel/Article: [Über die Wolkenbildung in Alpentälern. Beiträge zum Mechanismus der Wolkenbildung. 193-275](#)