



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Klimatologische-statistische Bearbeitung von
Tornadoereignissen in Europa

angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat.)

Verfasserin:	Katharina Amstler
Matrikel-Nummer:	0601610
Studienrichtung (lt. Studienblatt):	Meteorologie 415
Betreuer:	O. Univ. Prof. Dr. Reinhold Steinacker

Wien, November 2011

Widmung

Ich möchte diese Arbeit allen Menschen widmen, die durch Tornados ihr Zuhause verloren haben, die durch sie verletzt wurden und vor allem allen Angehörigen, die ihre Lieben durch sie verloren haben.

Zusammenfassung

Tornados sind Wetterphänomene, die noch nicht ausreichend erforscht worden sind. Sie sind teilweise sehr kurzlebig oder kleinräumig und können daher kaum direkt gemessen werden. Forscher sind auf Schadensdokumentation und Informationen aus der Bevölkerung angewiesen, um die Zugbahn und das Verhalten solcher Wettererscheinungen besser nachvollziehen zu können. Die Klassifizierung der Tornados wird aufgrund der Schäden nach der Fujita- beziehungsweise der Torro-Skala eingeteilt. Solche Listen reichen nicht sehr weit in die Vergangenheit und sind leider auch nicht vollständig. Dies rührt daher, dass Meteorologen noch nicht in der Lage sind eine exakte Diagnose oder Prognose zu erstellen, wo und wann ein Tornado entsteht und wie lange seine Lebensdauer sein wird. Ziel dieser Diplomarbeit ist es, die Ereignisse in Europa und gezielt in Österreich statistisch zu bearbeiten. Zusätzlich soll aus der derzeitigen Literatur das Wissen zusammengetragen werden, um eine wahrscheinlichkeitsorientierte Prognose für Tornados in Zukunft zu erleichtern.

Abstract

Tornados are meteorological phenomena that have not been sufficiently investigated yet. Due to the fact that their occurrence is short-lived and spatially limited, it is almost impossible to obtain meteorological data from the interior of a tornado. Hence, scientists have to base their research into the behaviour and the actual path of tornados on the damage caused by them, as well as information from the population. Tornados are classified using two different scales, the Fujita- and the Torro Scales. Both are based on damage observation. However, such documentation is short-lived and incomplete. This results from the fact that meteorologists remain unable to forecast the formation, distribution or lifetime of a tornado or to make a reliable diagnosis.

The aim of this diploma thesis is to statistically review the events that have happened in Europe, particularly in Austria. Additionally, our present knowledge of tornados will be summarized in order to facilitate probability forecasts in the future.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Zielsetzung und Motivation	1
2	Grundlagen	2
2.1	Definitionen	2
2.1.1	Tornado	2
2.1.2	Wasserhose	5
2.1.3	Trichterwolke	6
2.1.4	Kleintrombe	6
2.1.4.1	Über Land	6
2.1.4.2	Über Wasser	7
2.1.5	Böenfrontwirbel	7
2.1.6	Gewitterfallböen	8
2.1.7	Gewitterböenfront	9
2.1.7.1	Derecho	9
2.2	Entstehung von Gewittern	10
2.2.1	Entstehung der Wolken	10
2.2.2	Einzelzelle	10
2.2.3	Multizelle	11
2.2.4	Superzelle	12
2.3	Stabilitätsindizes	16
2.3.1	CAPE	16
2.3.2	CIN	17
2.3.3	SWEAT	19
2.3.4	Showalter	19
2.3.5	Storm-relativ helicity	20
2.3.5.1	Vorticity	20
2.3.5.2	Streamwise Vorticity	21
2.3.5.3	Crosswise Vorticity	21
2.3.5.4	Helicity	22
2.3.5.5	Storm-relative Flow	22
2.3.5.6	Storm Relativ Envirionmental Helicity	23

3	Entstehung der Tornados	24
3.1	Geschichtlicher Rückblick	24
3.2	Physikalische Grundlagen	28
3.2.1	Hodograph	32
3.2.2	Hook-Echo	33
4	Klassifikation	35
4.1	Fujita-Skala	35
4.2	TORRO-Skala	36
4.3	Tabellen	37
5	Auftreten in europäischen Ländern	41
5.1	Statistische Bearbeitung	41
5.1.1	Klimatologische und geographische Verteilung in Europa	42
5.1.1.1	Österreich	48
5.1.1.2	Deutschland	53
5.1.1.3	Schweiz	58
5.1.1.4	Frankreich	61
5.1.1.5	Spanien	65
5.1.1.6	Italien	69
5.1.2	Spezielle Fälle	73
5.1.2.1	Tornado in Wiener Neustadt am 10.7.1916	73
5.1.2.2	Sturm Kyrill am 18.1.2007	77
5.1.2.3	Tornados in Italien am 6.6.2009	81
6	Vorhersagemöglichkeiten	86
7	Zusammenfassung und Ausblick	87
	Literaturverzeichnis	93
	Danksagung	96
	Curriculum Vitae	98

1 Einleitung

1.1 Zielsetzung und Motivation

Das Wetter war schon immer für das Leben der Menschheit essentiell und bestimmend. Seine Phänomene haben die Menschen schon seit tausenden von Jahren fasziniert, aber auch geängstigt, besonders die extremen Ereignisse wie zum Beispiel Gewitter, Blitz und Donner, Hagel, Überschwemmungen durch starke Niederschläge und insbesondere auch Tornados. Allein schon die Abhängigkeit von den Naturgewalten hat den Menschen dazu gebracht die Hintergründe besser verstehen zu lernen. In den früheren Hochkulturen wurden bestimmte Ereignisse Gottheiten zugeschrieben. Die Griechen versuchten anhand der vier Elemente -Feuer, Erde, Wasser, Luft- das Wetter wissenschaftlich zu beschreiben. Durch die Erfindungen von Messinstrumenten konnten die diversen Parameter objektiv dokumentiert werden. Nach und nach wurde es durch die Rechenleistung der Computer ermöglicht, numerische Wettervorhersagen zu berechnen. Die Neugierde und der Wunsch nach Schutz bestärkten den Menschen fortwährend, immer mehr Licht hinter das große Phänomen Wetter zu bringen.

Mich persönlich haben diese Ereignisse ebenfalls sehr beeindruckt und daher möchte ich ihnen im Sinne dieser Arbeit auf den Grund gehen. Besonders Tornados faszinieren mich, da sie trotz ihrer Kurzlebigkeit eine gewaltige und teils gezielte Zerstörungskraft aufweisen können. Es macht den Anschein als ob sie unvermittelt auftauchen und genauso wieder verschwinden. Daher obliegt es den Meteorologen diese geballte Naturkraft so genau wie möglich vorherzusagen, um den Menschen davor schützen zu können.

In dieser Arbeit wird das teils historische Wissen zusammengetragen und zusätzlich wird der physikalische Aufbau einer Gewitterwolke und dem daraus hervortretenden Tornado genau untersucht. Weiters werden Tornadoereignisse in einer europäischen Verteilung dargestellt und drei Fälle werden kritisch analysiert und beurteilt. Dafür hat mir dankenswerterweise das European Severe Storms Laboratory (ESSL) ihre gesammelten Daten zur Verfügung gestellt.

2 Grundlagen

2.1 Definitionen

In diesem Kapitel werden zunächst alle tornadoähnlichen Wettererscheinungen definiert um eine zukünftige Verwechslung zu vermeiden. In Kapitel 3 wird genau auf die physikalischen Hintergründe der Entstehung des Tornados eingegangen.

2.1.1 Tornado

Ein Tornado ist eine heftig rotierende Luftsäule mit Kontakt zu einer cumuliformen Wolke einerseits und zum Boden andererseits, mit überwiegend vertikaler Achse und einem konvergenten Windfeld am Boden, die durchgehend oder auch nur teilweise durch kondensierte Wassertröpfchen beziehungsweise aufgewirbeltes Material sichtbar ist [39]. Diese Definition gilt heute als allgemein anerkannt und findet ihre ursprüngliche Version schon in Wegeners Buch „Wind- und Wasserhosen in Europa“ am Anfang des 20. Jahrhunderts. Wegener hat die zu seiner Zeit vorhandene Literatur zusammengetragen und hat sich unter anderem den damals wie heute noch gebräuchlichen Definitionen gewidmet, um eine klare Bezeichnung für diese Wettererscheinungen zu definieren.

Windhosen und Wasserhosen sind gleichartige Erscheinungen, nur ist erstere Bezeichnung auf dem Lande, letztere auf See gebräuchlich. Sollte es einmal gelingen, geringe grundsätzliche Unterschiede zwischen beiden zu entdecken, was bisher mit Sicherheit nicht möglich ist, so werden sich solche vermutlich ohne weiteres auf die verschiedene Reibung am Untergrunde zurückführen lassen. Die Bezeichnung „Hose“ ist holländischen Ursprungs. Nach Friedr. Kluge ist der älteste Beleg: 1629 Deker, Diurnal etc., „so die Holländer eine Hoos nennen“ [41].

Der Schweizer Scheuchzer (1746) kennt das Wort anscheinend noch nicht, sondern spricht von „Windsbraut“, „Wasserthurm“, „Wassersäule“ etc. Die sprachliche Ableitung des Wortes „Hose“ ist noch nicht festgestellt, wenn auch viele Ansichten darüber geäußert sind. Die nächstliegende Annahme ist, daß es identisch mit „Hose“ (Beinkleid, früher auch langer Strumpf) ist. Auch der Schlauch an der Feuerspritze wird an Bord gewöhnlich Hose genannt; „hawse“ (engl.) ist die Klüse, d. h. die Röhre für die Ankerkette [41].

Wegener hat sich die Mühe gemacht und hat jedes Wort auf seine Ursprünglichkeit zurückgeführt. So steht weiter in seinem Buch geschrieben:

2 Grundlagen

Ulrich Hellmann macht mich aufmerksam auf eine mögliche Ableitung von dem mittelniederdeutschen Verbum „hossen“ (mittelhochdeutsch „hotzen“, verwandt mit hetzen und huschen), welches bedeutet: in lebhafter wirbelnder Bewegung sein (auch transitiv); infolge der allgemeinen Dehnung der Vokale könnte das Wort im Mittelalter lautlich mit „Hose“ (Beinkleid) zusammengefallen sein. Es ist aber noch nicht untersucht, ob nicht die holländischen Seefahrer Kenntnis und Bezeichnung dieser Erscheinung etwa von den Portugiesen übernommen haben [41].

Im 19. Jahrhundert wurden mehrere Versuche gemacht, die beide Erscheinungen umfassende Bezeichnung „Wettersäule“ einzuführen, doch ist diese neuerdings wieder völlig aufgegeben worden, zumal seit die in größeren Städten für das Publikum bestimmten Wetterstationen so genannt wurden. Statt dessen hat sich in Deutschland wenigstens in der wissenschaftlichen Literatur die namentlich in Frankreich und Schweden allgemein verbreitete, aber schon fast international verwendbare Bezeichnung „Trombe“, die gleichfalls für Land und Wasser gilt, eingebürgert, ohne aber die beiden erstgenannten zu verdrängen. Dies Wort stammt vom italienischen „tromba“ (Trompete, auch Rüssel, Wasserpumpe), welches z. B. von Boscovich (1749) gelegentlich neben „turbine“ gebraucht wird, und bezeichnet also die Form des Wolkenschlauches. In den heutigen Physikbüchern wird es gern für Wirbel mit langer Achse überhaupt gebraucht. Diesem letzteren Brauch folgt beispielsweise Pouillet, wenn er bei der Windhose von Malaunay das Wort Trombe vermeidet, weil die Rotation nicht erwiesen sei, während Peltier und Heß sich an die ursprüngliche Bedeutung halten, wenn sie von „Tromben ohne Rotation“ sprechen [41].

Wegeners endgültige Definition ist der heutigen schon sehr ähnlich, beziehungsweise be-rufen sich die jetzt gültigen auf die seine.

Setzen wir dies und einiges andere, was erst in diesem Buche zu beweisen sein wird, als gegeben voraus, so kann man sagen, die Wind- und Wasserhosen sind große Luftwirbel mit vertikaler Achse, die vom Rande einer Cumulo-Nimbus-Wolke meist bis zum Erdboden herabreichen, im Inneren durch Kondensation in Form eines herabhängenden Zapfens, Trichters, Schlauches oder Säule, im unteren Teile auch durch Staub, ganz oder teilweise sichtbar sind und in einer meist nach Hektometern zählenden Spurbreite durch stürmisches Hinzuströmen der Luft zu dem stark luftverdünnten Raum um die Wirbelachse gewöhnlich derartige Verwüstungen verursachen, wie sie auch bei den schwersten Stürmen größerer Ausdehnung nicht beobachtet werden [41].

Die meist verbreitete Definition des Begriffs Tornado findet man unter anderem im „Glossary of Meteorology“ von Huschke.

Ein Tornado ist eine vehement rotierende Luftsäule, die entweder von einer cumuliformen Wolke herabreicht oder sich unterhalb einer cumuliformen Wolke befindet und oft (aber nicht immer) durch einen Wolkentrichter sichtbar wird [24].

Huschke hat es jedoch verabsäumt, den Bodenkontakt mit in seine Definition einzubinden. Daher wurde dieser Fehler zu einem späteren Zeitpunkt behoben, wobei schon Wegener

83 Jahre in [41] zuvor eine ähnliche Variante veröffentlicht hat (vgl. ¹).

Ein Tornado ist eine vehement rotierende Luftsäule mit Bodenkontakt, die entweder von einer cumuliformen Wolke herabreicht oder sich unterhalb einer cumuliformen Wolke befindet und oft (aber nicht immer) durch einen Wolkenrichter sichtbar wird [19].

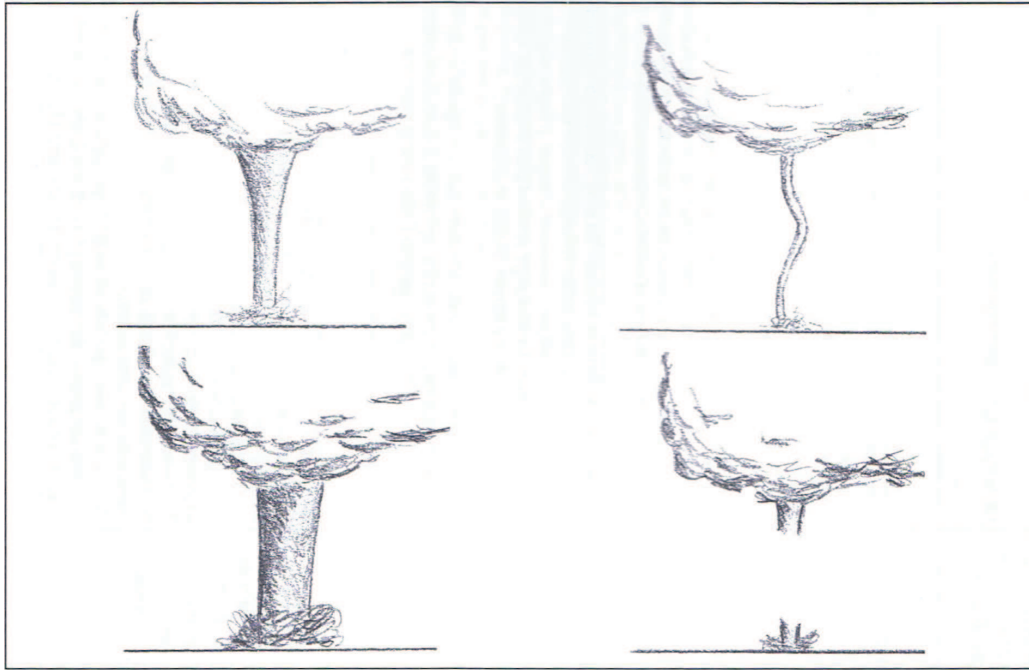


Abbildung 2.1: Einige mögliche und idealisierte Erscheinungsbilder von Tornados und Wasserhosen (nach Eisenbach, 2004 in [39])

Wie in der Graphik ersichtlich ist, können Tornados verschiedene Formen annehmen. Dies ist mit ein Grund, warum es oft schwer fällt, einen Tornado als solchen zu identifizieren. Nicht immer ist der Rüssel des Tornados durchgehend von der Mutterwolke und dem Boden gegeben, da er meist im Anfangsstadium noch nicht vollständig auskondensiert ist. Hingegen am Ende seiner Lebensdauer verschmälert sich der Wirbelschlauch und zeigt das Verhalten, sich zu verwinden und seil- beziehungsweise korkenzieherartig zu verdrehen (vgl. [39]).

Synonyme in der deutschen Sprache für Tornados wären „Großtrombe“ und „Windhose“, im englischsprachigen Raum ist „twister“ noch ein häufig gebrauchter Begriff.

Von weiterer Bedeutung ist ebenfalls der Durchmesser der rotierenden Luftsäule. In diesem Fall ist man von den Beobachtungen, meist aus der Bevölkerung, abhängig, da diese stark variiert. Die Wirbeldurchmesser können im Bereich zwischen wenigen Metern und wenigen Kilometern liegen. Bezüglich der Mutterwolke ist eine Unterscheidung zwischen Superzellen-Tornados (Cumulonimbus mit Mesozyklone) und Nicht-Superzellentornados (engl. manchmal auch „landspout“ genannt) möglich [39]. Daraus ergibt sich auch maßgeblich die Intensität des Tornados.

¹http://www.tordach.org/topics/tornadodef_de.htm 9.8.2011

Nicht-Superzellentornados entstehen dagegen bevorzugt an Böenfronten oder anderen kräftigen Konvergenzlinien über Land oder sommerlich warmen Wasserflächen, wenn Grenzschichtluft mit hoher Vorticity beim Heranziehen oder der Entstehung eines Gewitters in dessen Aufwindbereich gerät und damit einen Wirbel hervorruft, der von unten in die Wolke hineinwächst [12].

Diese Unterscheidung der Gewitterwolke wird im Kapitel 2.2 behandelt und die Einteilung der Stärke wird im Kapitel 4 erläutert.

2.1.2 Wasserhose

Eine Wasserhose ist eine heftig rotierende Luftsäule mit Kontakt zu einer cumuliformen Wolke einerseits und zu einer großen Wasseroberfläche andererseits, mit überwiegend vertikaler Achse und einem konvergenten Windfeld am Boden, die durchgehend oder auch nur teilweise durch kondensierte Wassertröpfchen beziehungsweise aufgewirbeltes Wasser und Material sichtbar ist [39].

Das heißt, im Grunde unterscheiden sich Tornados nur durch ihre unterschiedliche Bodenbeschaffenheit von Wasserhosen. Die optische Unterscheidung zwischen den beiden Erscheinungen fällt aus großer Distanz schwer. Auch Wegener war sich dessen schon bewusst (siehe 2.1.1 auf Seite 2).

Die Wirbeldurchmesser können im Bereich zwischen wenigen Metern und wenigen Kilometern liegen. Bezüglich der Mutterwolke ist eine Unterscheidung zwischen Superzellen und Nichtsuperzellen (gewöhnliche Cumulonimbus-Wolken und Cumulus congestus) möglich [39]. Deutschsprachige Synonyme wären ebenfalls „Großtrombe“ beziehungsweise „Tornado über Wasser“ und im Englischen wird die Wasserhose als „waterspout“ bezeichnet (vgl. [39]).

2.1.3 Trichterwolke

Eine Trichterwolke ist ein Luftwirbel mit überwiegend vertikaler Achse an der Größen- und Zeitskala von Tornados, der sich von einer cumuliformen Wolke nach unten erstreckt, den Boden dabei jedoch nicht erreicht. Trichterwolken können das Vor-, Zwischen- oder Endstadium eines Tornados darstellen. Sobald unter einer Trichterwolke am Boden desselben (z. B. Schäden durch einen Sturmwirbel) beobachtet werden, kann davon ausgegangen werden, dass es sich um einen Tornado beziehungsweise um eine Wasserhose, auch wenn die Verbindung der rotierenden Luftsäule nicht sichtbar ist, handelt (vgl. [39]).

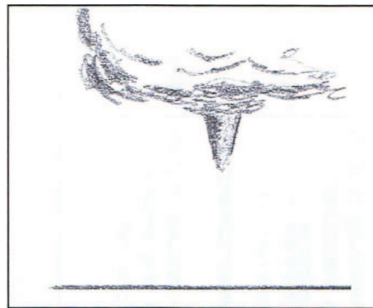


Abbildung 2.2: Ein mögliches und idealisiertes Erscheinungsbild einer Trichterwolke (nach Eisenbach, 2004 in [39])

Da diese Erscheinung die einzige ist, welche den Boden nicht kontaktiert, ist sie auch diejenige, welche keine Schäden verursachen kann. Synonyme für Trichterwolke sind „Blindtrombe“, „Wolkenrüssel“ und „Wolkenschlauch“ im deutschsprachigen und „funnel cloud“ im englischsprachigen Raum (vgl. [39]).

2.1.4 Kleintrombe

2.1.4.1 Über Land

Eine Kleintrombe über Land ist eine rotierende Luftsäule in der atmosphärischen Grenzschicht mit überwiegend vertikaler Orientierung, welche bei heiterem Wetter und starker Sonneneinstrahlung durch kleinskalige Konvektion entsteht, ohne jedoch Kontakt zu einer konvektiven Wolke zu besitzen. Kleintromben über Land können durch vom Boden aufgewirbeltes Material (Staub, Sand, Heu, leichte Gegenstände...) sichtbar werden. In seltenen Fällen können sie einige Hektometer hoch werden und mehrere Dekameter Durchmesser erreichen, in den meisten Fällen bleiben sie aber harmlos und deutlich kleiner (vgl. [39]). Die Kleintrombe wird „Staubteufel“, „Sandteufel“, „Radlwind“, „Heuradl“ und uneindeutig auch oft als „Windhose“ bezeichnet. Im Englischen sind die Bezeichnungen „dust devil“, „sand devil“ und „whirlwind“ gebräuchlich. Die Schäden sind kaum bis minimal zu verzeichnen, da ihnen die Kraft fehlt um größere Zerstörungen anzurichten.

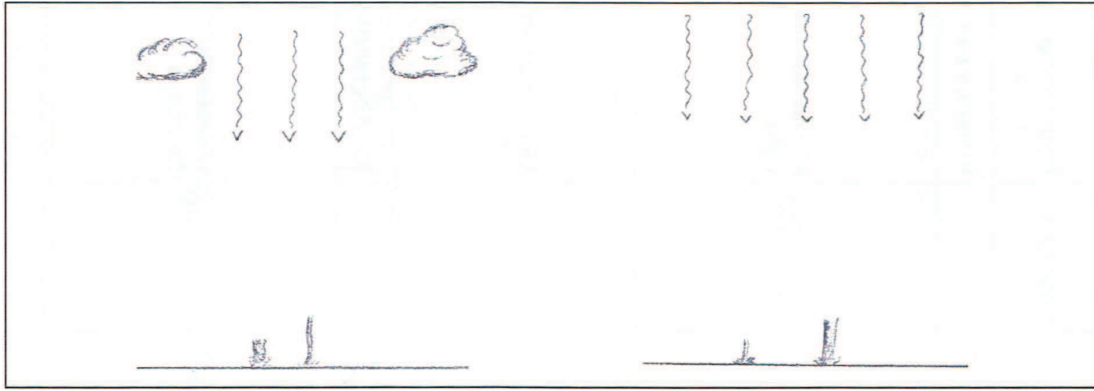


Abbildung 2.3: Einige mögliche und idealisierte Erscheinungsbilder von Kleintromben (nach Eisenbach, 2004 in [39])

2.1.4.2 Über Wasser

Eine Kleintrombe über Wasser ist eine rotierende Luftsäule mit überwiegend vertikaler Orientierung, welche bei starken Temperaturgegensätzen zwischen Wasser (relativ warm) und Luft (relativ kalt) durch kleinskalige Konvektion entstehen kann, ohne Kontakt zu einer konvektiven Wolke zu besitzen. Kleintromben über Wasser können durch aufgewirbeltes Material (z. B. Wassertropfen) oder durch vorhandene Dampfschwaden sichtbar werden und sind in den meisten Fällen völlig harmlos [39].

Deutschsprachige Synonyme sind „Wasserschlauch“ und ebenfalls als nicht eindeutig klassifiziert „Wasserhose“, im englischsprachigen Raum wird „water devil“ verwendet (vgl. [39]).

2.1.5 Böenfrontwirbel

Böenfrontwirbel sind rotierende Luftsäulen mit überwiegend vertikaler Orientierung, die an Böenlinien, Scherungslinien oder Konvergenzlinien sowie am Rande von Downbursts in der atmosphärischen Grenzschicht hauptsächlich dynamisch verursacht werden, ohne Kontakt zu einer eventuell vorhandenen konvektiven Wolke zu besitzen. Diese Wirbel können durch vom Boden aufgenommenes Material oder Wasser sichtbar werden, es handelt sich dabei jedoch nicht um Tornados. Böenfrontwirbel werden in der englischen Sprache als „gustnado“ bezeichnet [39].

Die Schäden, welche der Wirbel an sich verursacht, sind kaum bis sehr gering einzustufen (vgl. [39]).

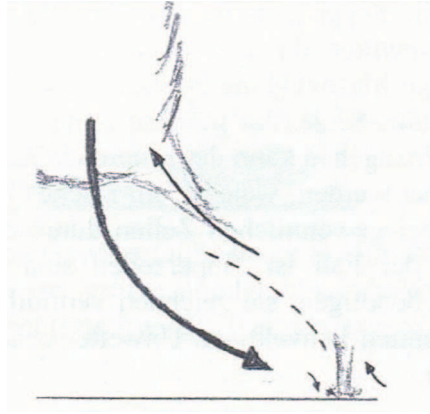


Abbildung 2.4: Mögliches und idealisiertes Erscheinungsbild von einem Böenfrontwirbel (nach Eisenbach, 2004 in [39])

2.1.6 Gewitterfallböen

Gewitterfallböen werden durch aus großen Höhen einer cumuliformen Wolke herabstürzende Kaltluft verursacht. Sie weisen am Boden ein divergentes Windfeld auf. Bezogen auf die Größe des Schadensgebietes, das einen Durchmesser von wenigen Dekametern bis zu vielen Kilometern besitzen kann, wird zwischen Micro- und Macrobursts unterschieden. Kleine Verwirbelungen, die sich dabei strömungstechnisch hinter Hindernissen, wie zum Beispiel Gebäuden, oder auch am Rand eines Downbursts bilden können, gehören nicht zu der Klasse der Tornados (vgl. [39]).

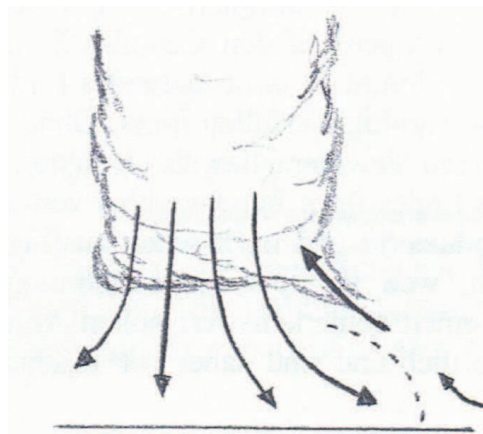


Abbildung 2.5: Mögliches und idealisiertes Erscheinungsbild von Gewitterfallböen (nach Eisenbach, 2004 in [39])

2.1.7 Gewitterböenfront

Als Gewitterböenfront wird jene übergeordnete Struktur bezeichnet, die sich entwickelt, wenn sich einzelne heftige konvektive Zellen linien- oder bogenartig organisieren, deren Downbursts beziehungsweise Kaltluftpools sich vereinigen und in Form einer Böenfront die Gewitterlinie begleiten oder in Zugrichtung vorausseilen [39].

„Squall line“ ist ein auch im Deutschen wie im Englischen oft gebräuchliches Wort. Je nach Stärke der Zellen variiert auch die Zerstörungskraft der Gewitterböenfront von sehr gering bis mittelmäßig (vgl. [39]). Diese Einstufung wird später (Kapitel 4) genau analysiert.



Abbildung 2.6: Mögliches und idealisiertes Erscheinungsbild von einer Gewitterböenfront (nach Eisenbach, 2004 in [39])

2.1.7.1 Derecho

Ungewöhnlich langlebige und heftige Böenfronten werden als Derecho (spanisch: geradeaus; ausgesprochen: Deretscho) bezeichnet, wenn konvektive Böen >26 m/s auf einer Achsenlänge von >400 km beobachtet werden, wobei es sich um chronologisch zusammenhängende Ereignisse handeln muss. Außerdem müssen definitionsgemäß zumindest drei separate Bereiche (mindestens 64 km voneinander entfernt) mit Böen >33 m/s oder F1-Schäden beobachtet werden [39].

2.2 Entstehung von Gewittern

Um eine Vorstellung zu bekommen wie die unterschiedlichen Wettererscheinungen zustande kommen, sollte man zuerst die Entstehung der Wolke und zusätzlich die grobe Einteilung der drei verschiedenen Gewittertypen vornehmen. Des weiteren wird nur auf die zyklonale Gewitterwolke eingegangen, dass dies auf der Nordhalbkugel der weitaus häufigste Fall ist. Für die antizyklonale Gewitterwolke ist die Beschreibung spiegelverkehrt anzuwenden.

2.2.1 Entstehung der Wolken

Wolken [althochdeutsch wolka, eigentlich «die Feuchte»], sichtbare, in freier Atmosphäre schwebende Ansammlung von Kondensationsprodukten des Wasserdampfs, d.h. von sehr kleinen Wassertröpfchen und/oder Eiskristallen [2].

Damit sich in der Atmosphäre Wolken bilden können, muss Luft mit genügend Feuchtegehalt unter den Taupunkt abgekühlt werden; gleichzeitig müssen Kondensationskerne vorhanden sein, an denen sich die Wasserdampfmoleküle bei der Kondensation anlagern können. Die Abkühlung der Luft erfolgt vor allem durch Vertikalbewegung: bei Hebungsprozessen an orographischen Hindernissen, beim Aufgleiten an Fronten, durch Konvektion oder durch turbulente Mischungsvorgänge (Turbulenzwolken). Aufsteigende Luft kühlt sich trockenadiabatisch ab, bis der in ihr enthaltene Wasserdampf den Sättigungszustand (100% relative Feuchte) erreicht hat. In dieser Höhe (Kondensationsniveau) beginnt die Kondensation des Wasserdampfs, es bilden sich kleine Wassertröpfchen. Die weitere Abkühlung geht feuchtadiabatisch (langsamer) vor sich [2].

Die Wolke ist entstanden.

2.2.2 Einzelzelle

Der Werdegang einer einzelnen Gewitterzelle lässt sich in die vier Phasen des Jugend-, Aufbau-, Reife- und Auflösungsstadiums gliedern (siehe auf der nächsten Seite). Die meisten Literaturwerke fassen das Aufbau- und Reifestadium zusammen. Ihre charakteristischen Merkmale sind meist für die warme Jahreszeit gültig und sie stellt die einfachste Form eines Gewitters dar. Der gesamte Lebenszyklus dauert im allgemeinen etwa 30 bis 60 Minuten und das typische Zeitintervall zwischen zwei aufeinander folgenden Entwicklungsstufen beträgt ca. fünf bis zehn Minuten (vgl. [37]; [30]).

Die Charakteristika einer Einzelzelle sind moderate Labilität und schwache vertikale Windscherung, das heißt eine Änderung des Windes mit der Höhe. Aufgrund dessen fallen im Reifestadium die Auf- und Abwinde zusammen. Die Aufwinde erreichen Geschwindigkeiten zwischen 15 und 25 m/s und eine Höhe bis zu 10 km. Die Abwinde werden durch den ausfallenden Niederschlag, meistens starker Regen oder kleiner Hagel, gebildet. Starke

Wettererscheinungen sind bei einer Einzelzelle eher unwahrscheinlich. Es können Tornados auftreten, allerdings sind sie sehr schwach und eher sehr selten. Des Weiteren sind pulsierende Gewitter möglich, aber schwer von Multizellengewittern zu unterscheiden (vgl. [30]).

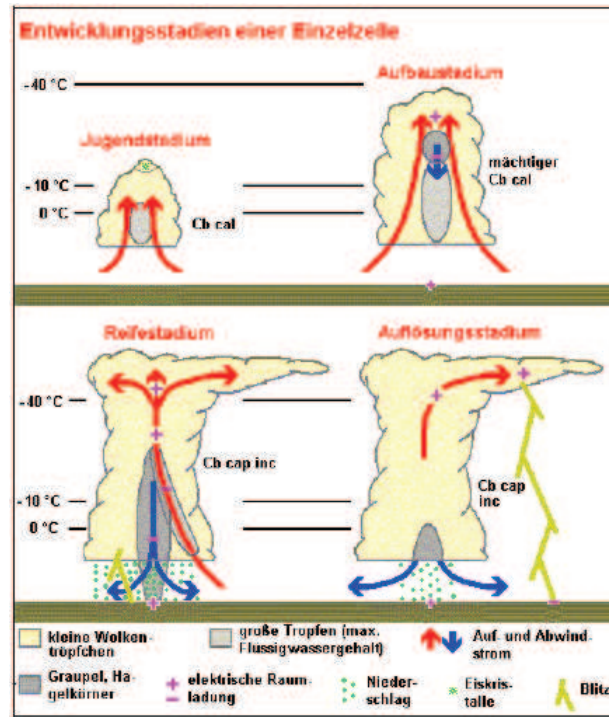


Abbildung 2.7: Schematische Darstellung einer Einzelzelle (nach Zajak, B. und Weaver, J., 2002 in [30])

2.2.3 Multizelle

Sind vertikale Windscherungen vorhanden, so können sich Multi- oder Superzellen-Gewitter entwickeln. Diese Gewitter sind selbsterhaltend, da im Aufwindbereich Wasserdampf zu Wolkenströpfchen kondensiert, im Abwindbereich dagegen Wolken- und Niederschlagströpfchen verdunsten, so dass die thermisch direkte Zirkulation, der Antrieb dieses Gewittertyps, durch diese Temperaturunterschiede auch über einen längeren Zeitraum aufrecht erhalten werden kann. Multizellen bestehen aus mehreren Stadien der Einzelzelle, welche nebeneinander angeordnet sind. Durch die vertikale Windscherung sind die Auf- und Abwinde getrennt und daher beträgt die Lebensdauer einer Zelle innerhalb des Multizellensystems ungefähr 60 Minuten. In diesem Zeitraum entstehen vorderseitig des ziehenden Unwetters, am Rand des sich horizontal ausbreitenden Kaltluftsees, der sich durch die aus den älteren Zellen herabstürzenden Kaltluft gebildet hat und die wärmere Umgebungsluft anhebt, neue Quellwolken, während die hintere, sich im Auflösungsstadium befindliche Zelle, abstirbt. Aus diesem Gewitter gehen heftige Wettererscheinungen wie zum Bei-

spiel Überschwemmungen, Downbursts, Hagel und auch schwache Tornados hervor. Die stärksten Tornados werden von Supercellen erzeugt (vgl. [37]; [30]).

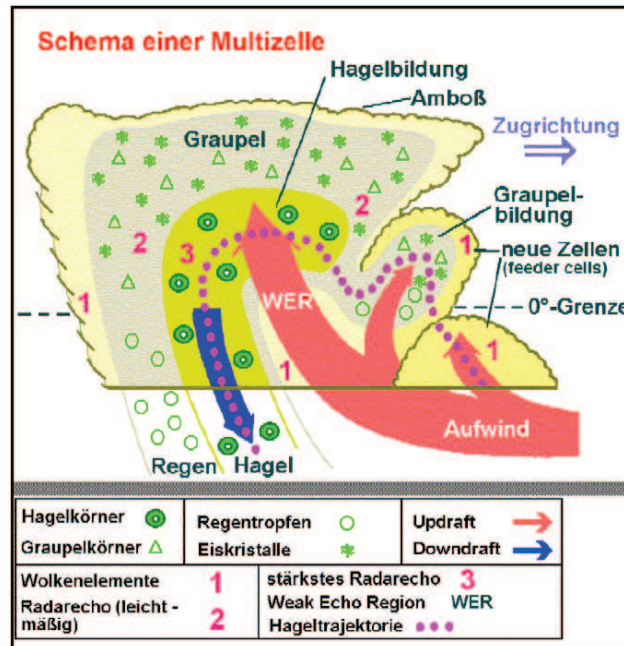


Abbildung 2.8: Schematische Darstellung einer Multizelle [21]

- 1 : Wolkentröpfchen und Eiskristalle, die auf dem Radarbild im allgemeinen nicht sichtbar werden
- 2 : Radarreflexion durch Niederschlagstropfen, Reif-, Frostgraupel und Schneeflocken
- 3 : stärkster Reflexionsbereich des Radars
- WER : Weak echo region → schwacher Reflexionsbereich des Radars; oberhalb des WER befindet sich das Hagelbildungszentrum

Multizellen können sowohl linienförmig, auch Squall lines genannt, oder haufenförmig auftreten.

2.2.4 Supercelle

Der Begriff „Supercelle“ wurde zum ersten Mal im Jahre 1962 von Browning geprägt, der damit den quasi-stationären Zustand des „Wokingham-Unwetters“ im Juli 1959 in Süd-Ost- England beschrieb (vgl. [38]).

Supercellen sind die räumlich und zeitlich größten und gefährlichsten Gewittergebilde. Sie haben einen Durchmesser von 20 - 50 km an ihrer Basis und von über 200 km im Bereich der Tropopause, die sie aufwölben und sogar kurzzeitig durchstoßen können. Sie

stellen mesoskalige konvektive Wettererscheinungen dar, deren Lebensdauer sowie Intensität oft auf einer quasi-stationären Zirkulation (Mesozyklone) innerhalb einer einzigen, umfangreichen Zelle beruht und nicht, wie bei Multizellen, eine Folge der ständigen Neubildung und Auflösung von Gewitterzellen ist. Charakteristisch für diese klassische Superzelle ist der starke, unverzweigte, im Wolkeninneren oft rotierende Aufwind, die Mesozyklone (Abbildung 2.9), in dessen rechten Randbereich die Graupelkörner entstehen, die später zu großen Hagelbrocken heranwachsen können. Superzellen können sich innerhalb von zwei bis drei Stunden meist nur entwickeln, wenn die Aufwärtsbewegung der Luft bei einer hochreichend labilen Schichtung durch einen zusätzlichen Hebungsprozess verstärkt wird und die vertikale Windscherung sich als groß genug erweist [30]. Erforderlich dafür ist eine kräftige Geschwindigkeitszunahme und eine markante Drehung des Windes bis 3 km Höhe. Auf der Nordhalbkugel ist dies häufig eine Rechtsdrehung (vgl. [30]).

Der Motor der klassischen Superzelle ist die Mesozyklone (Abbildung 2.9). Sie bewirkt einerseits, dass warme, feuchte Luft in Bodennähe in das Gewitter einströmt und im Updraftbereich mit hoher Geschwindigkeit aufsteigt. Andererseits befördert sie in mittleren Höhen Niederschlagspartikel von der Unwetter-Vorderseite zur -Rückseite, so dass hier Wassertropfen verdunsten und Kaltluftkörper entstehen, die abzusinken beginnen. Dieser Prozess intensiviert sich noch durch größere Niederschlags Elemente, die beim Fallen infolge Reibung die Luft in ihrem Umfeld mit nach unten reißen und einen Abwindstrom bilden, den Rückseiten-Downdraft (Rear flank downdraft RFD) (siehe Abbildung 2.9). Aber auch auf der Vorderflanke des Unwetters wird Luft aus dem Ambossniveau dynamisch zum Absinken gebracht, so dass ein Vorderseiten-Downdraft (FFD, Forward flank downdraft) entsteht (Abbildung 2.9) [30].

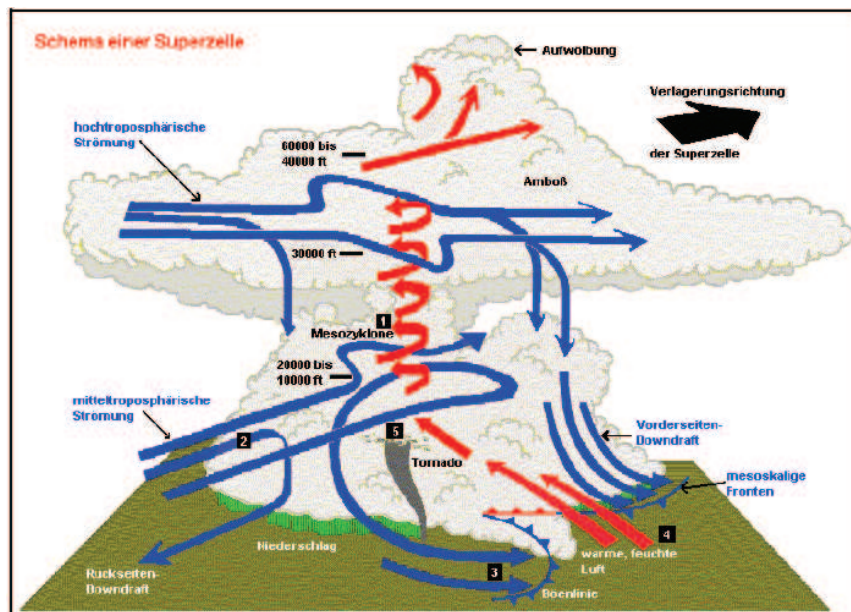


Abbildung 2.9: Aufbau einer Superzelle [42]

2 Grundlagen

Die Warm- und Kaltfrontensymbole stellen keine synoptischen Fronten dar, sondern sind als Vorgrenzen der in die Supercelle einströmenden warmen, feuchten und die aus dem Unwetter ausfließenden kalten Luft (Böenfront) am Erdboden aufzufassen [30].

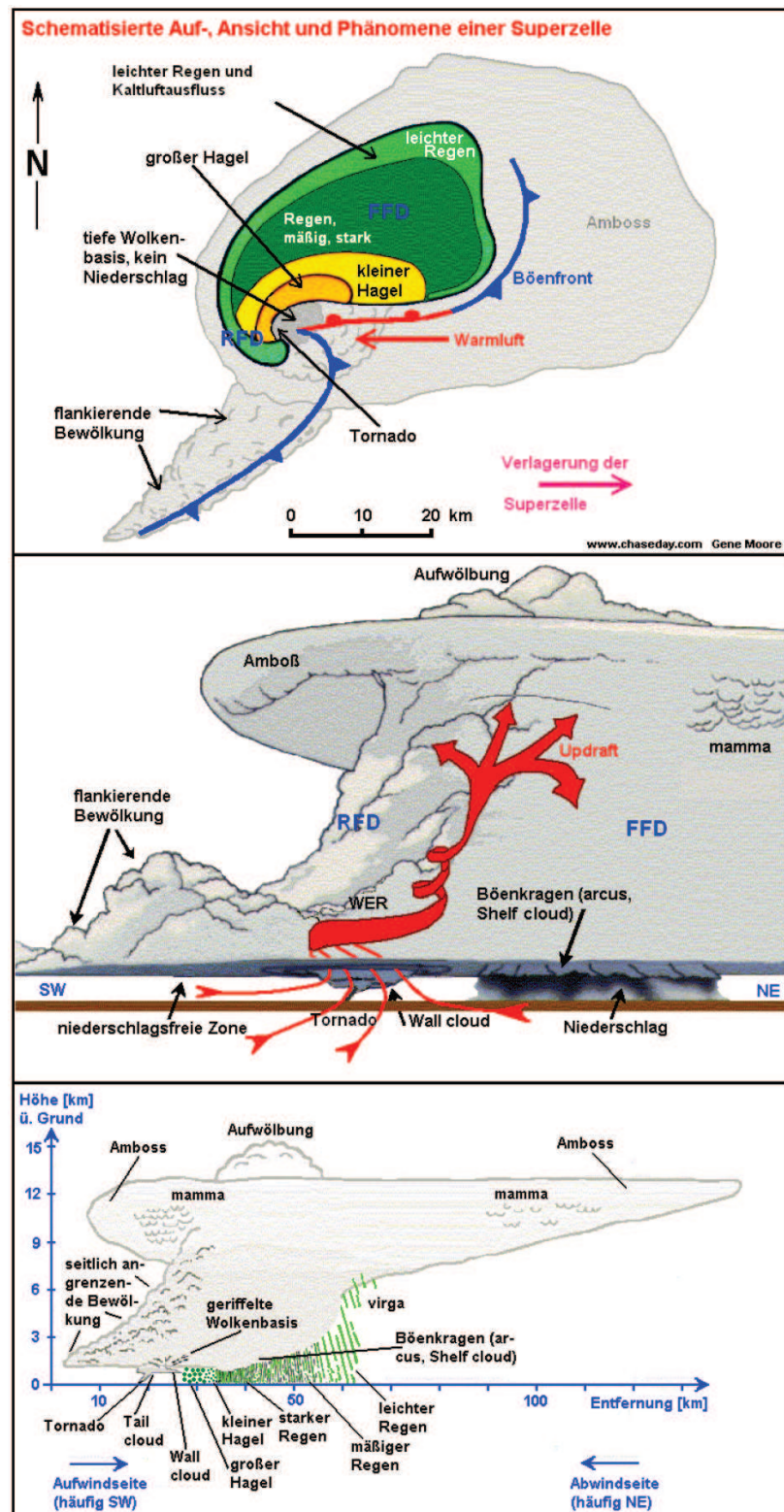


Abbildung 2.10: Schematische Auf-, Ansicht einer Supercelle [30]

2 Grundlagen

Der latente Wärmegewinn ist die Hauptenergiequelle des Unwetters, und die daraus entstehenden Temperaturunterschiede treiben es letztendlich an und können - sogar über einen Zeitraum von mehreren Stunden - aufrecht erhalten werden. Ein Teil der Luft des RFD wird in tieferen Regionen der Superzelle durch den Drehimpuls der Mesozyklone abgelenkt, dringt wieder vorderseitig ein und führt zur Ausbildung einer mesoskaligen Kaltfront (Abbildung 2.10), der Böenfront oder -linie. Diese wird häufig von starkem Druckanstieg und einem markanten Temperaturrückgang begleitet und verursacht gleichzeitig eine Hebung und ein verstärktes Einströmen der warmen, feuchten Luft auf der Vorderseite der Superzelle. Auch der FFD erzeugt eine Böenlinie. Dort, wo die eindringende, kältere mitteltroposphärische Luft teilweise von der Mesozyklone eingefangen wird und in Rotation gerät, bilden sich bevorzugt Tornados. Hier können sich die stärksten Tornados formen, die überhaupt beobachtet werden. Die Lebenszeit der Gewitterwolke beträgt meist wenige Stunden, sie ist aber durchaus in Lage, bis zu sechs und in extremen Fällen auch bis zu 12 Stunden anzudauern. Superzellen können verheerende Wettererscheinungen in Form von bedrohlichen Downbursts, großen Hagelkörnern, starken Überschwemmungen und extremen Tornados verursachen und bedeuten für die Öffentlichkeit und Luftfahrt eine hohe Gefahr [30].

2.3 Stabilitätsindizes

Die folgend beschriebenen Indizes sind Indikatoren für Gewitterbildung. Sie geben unter anderem die Stabilität der Atmosphäre an, aus welcher man schließen kann, ob genügend Energie für die Auslösung vorhanden ist. Man sollte allerdings beachten, dass jede der einzelnen Angaben immer nur bedingt einsetzbar sind. Grund dafür sind zum Beispiel die mitunter mangelnde Repräsentativität von Radiosondenaufstiegen.

2.3.1 CAPE

Die „Convective Available Potential Energy“ (CAPE) ist diejenige massenspezifische Energie, die einem Luftpaket in einer Umgebung mit positivem Auftrieb für die Konvektion zur Verfügung steht. So ist diese Energie schlicht und einfach derjenige Bereich, in welchem ein Luftpaket wärmer als die Umgebung ist. Je größer die Temperaturunterschiede, desto größer ist auch CAPE. CAPE ist eine integrale Größe und lässt sich in jeder Schicht berechnen. Folglich wird in jedem Niveau der positive Auftrieb ermittelt und aufsummiert. Zumeist stellen das Level of Free Convection (LFC) die Unter- und das Equilibrium level (EL) die Obergrenze der Integration dar [36].

$$CAPE = \int_{z_1}^{z_0} B dz = g \int_{z_1}^{z_0} \frac{T_P - T_U}{T_U} dz \quad [J/kg]$$

$B = \text{Auftrieb} [m^2/s^2]$

$g = \text{Erdbeschleunigung} [m/s^2]$

$T_P = \text{Virtuelle Temperatur} [K] \text{ des aufsteigenden Paketes}$

$T_U = \text{Virtuelle Temperatur} [K] \text{ der Umgebungsluft}$

$z_0 = \text{Höhe} [m] \text{ des Equilibrium levels}$

$z_1 = \text{Höhe} [m] \text{ des LFC}$

$dz = \text{Änderung der Höhe} [m]$

Bei kräftiger Konvektion treten in Ausnahmefällen in den mittleren Breiten CAPE-Werte von bis zu 3000 J/kg auf, wodurch im Extremfall eine Vertikalgeschwindigkeit von $w \approx 50$ m/s auftreten kann [35].

$$w = \sqrt{2CAPE} \quad [m/s]$$

$w = \text{Vertikalgeschwindigkeit} [m/s]$

CAPE ist als die Energie zu verstehen, welche einem Luftpaket bei einem Aufstieg in labiler Umgebung zur Verfügung steht. Große CAPE-Werte ermöglichen kräftige Vertikalbewegungen und folglich oft markante Wettererscheinungen. Diese Größe ist für die

Gewittervorhersage unumgänglich, da die Intensität der Entwicklungen gut abgeschätzt werden kann. Voraussetzung ist das Freiwerden dieser Energie, denn oft ist es der Fall, dass zwar hohe CAPE-Werte mittels Radiosonden festgestellt werden, es jedoch am Abend oder in der Nacht zu keinen konvektiven Umlagerungen kommt. Meistens verhindert ein so genannter „Deckel“, also ein Bereich mit negativer Auftriebsenergie („Convective Inhibition“ CIN) die Auslösung. Im synoptischen Routinebetrieb ist es daher von größter Wichtigkeit, neben CAPE auch die Großwetterlage und gewisse Auslösungsmechanismen wie Konvergenzen oder Fronten abzuschätzen. Somit ist CAPE kein unmittelbarer Garant für Gewitter. CAPE zeigt sich also als eine potentielle Energie, welche nicht vernichtet, sondern lediglich umgewandelt werden kann. In einer Gewitterwolke wird daher der Großteil der CAPE in kinetische Energie umgeformt, welche sich dann in entsprechenden Vertikalgeschwindigkeiten und Gewitterintensitäten niederschlägt. Selbst bei keinen oder nur sehr geringen CAPE-Werten treten Gewitter auf, meist in Verbindung mit Fronten oder in einer Umgebung mit kräftiger hochreichender Scherung [36].

Der Grund, warum CAPE kein Garant für Gewitter ist, liegt daran, dass die Druckgradientkraft vernachlässigt wird. Man kann zwar aus hohen CAPE-Werten auf intensive Aufwinde schließen, aber Organisation und Intensität sind maßgeblich durch das Stördruckfeld gegeben (vgl. [4]).

2.3.2 CIN

„Convective Inhibition“ (CIN) ist jene massenspezifische Energiemenge, die einem bodennahen Luftpaket zugeführt werden muss, bevor es überhaupt frei aufsteigen kann [37]. CIN ist ein Maß für die Stabilitätsenergie und stellt den Betrag der Energie [J/kg] eines Luftpaketes dar, die benötigt wird, um es vom Erdboden bis zum Kumuluskondensationsniveau (CIN(CCL)) beziehungsweise bei bedingt labiler Schichtung bis zum LFC (CIN(LFC)) zu transportieren. Je größer die CIN-Fläche eines Radiosondenaufstiegs ist (siehe 2.11), desto mehr Energie wird benötigt, um das Luftpaket vom Bodendruckniveau bis zum CCL beziehungsweise LFC zu befördern [30].

Diese Energie kann durch Strahlungserwärmung, Hebung durch horizontale Konvergenz oder durch orographischen Einfluss aufgebracht werden [35].

Bei hohen CIN-Werten erweist sich deshalb die thermische Schichtung als sehr stabil, so dass die Wahrscheinlichkeit der Auslösung intensiver Konvektion gering ist. CIN und die zur Überwindung der bodennahen Stabilität notwendige Aufwärtsbewegung w_H der Luft stehen in unmittelbarer Beziehung zueinander (vgl. [36]).

$$CIN = g \int_{z_0}^{z_1} \left(\frac{T_P - T_U}{T_U} \right) dz \quad [J/kg]$$

2 Grundlagen

$g = \text{Erbeschleunigung} [m/s^2]$

$T_P = \text{Virtuelle Temperatur} [K] \text{ des aufsteigenden Paketes}$

$T_U = \text{Virtuelle Temperatur Temperatur} [K] \text{ der Umgebungsluft}$

$z_0 = \text{Höhe} [m] \text{ des Erdbodens}$

$z_1 = \text{Höhe} [m] \text{ des LFC}$

$dz = \text{Änderung der Höhe} [m]$

Erforderliche Aufwärtsbewegung der Luft an der Untergrenze von CIN zur Überwindung der Stabilität (vgl. [30]):

$$w_H = \sqrt{2CIN} \quad [m/s]$$

$w_H = \text{zur Überwindung der Stabilität notwendige Aufwärtsgeschwindigkeit der Luft} [m/s]$

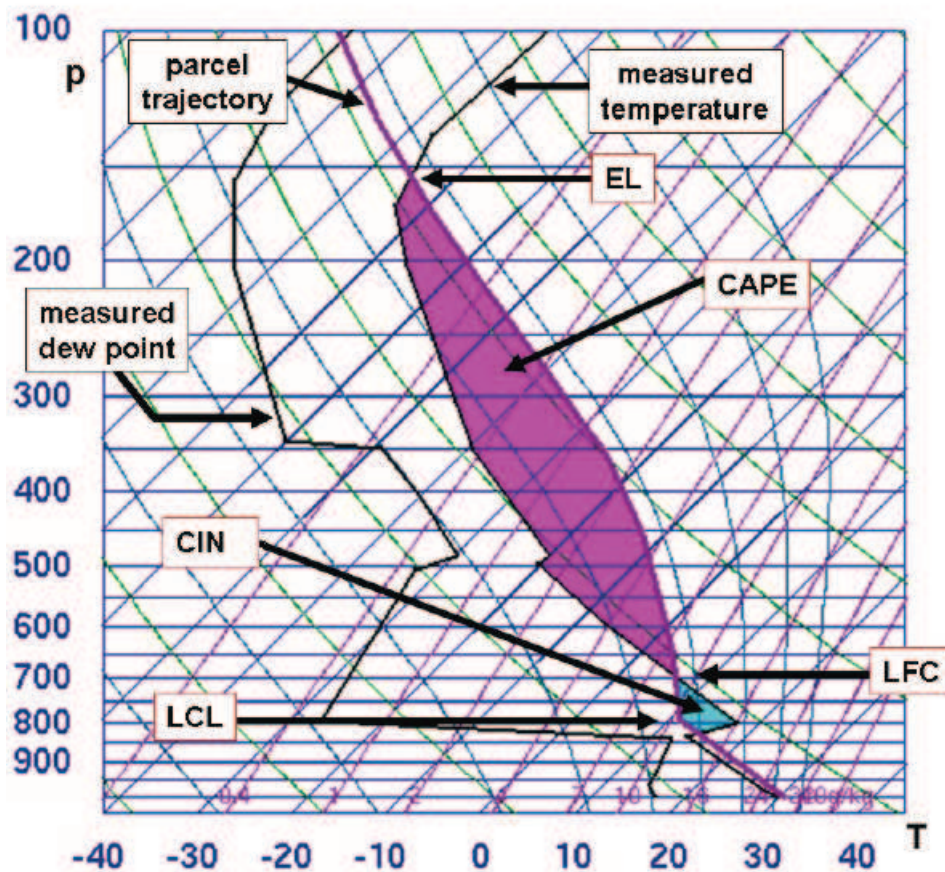


Abbildung 2.11: Beispiel eines Radiosondenaufstiegs [4]

2.3.3 SWEAT

Die Bezeichnung SWEAT steht für Severe Weather Threat und gibt Auskunft über die Wahrscheinlichkeit von Schwergewitterereignissen. Da dieser Index auch das Potential der Entstehung von Tornados abschätzt, wird dieses Maß vor allem in den USA häufig bestimmt. Herangezogen werden Informationen über die Labilität der Atmosphäre, der bodennahen Feuchte sowie der Windscherung mit der Höhe. Die Berechnung ist daher auch aufwendiger als von anderen Indizes [35].

$$SWEAT = 12T_d(850) + 20(TT - 49) + 2V(850) + V(500) + 125(\sin(dd(500) - dd(850)) + 0,2)$$

$$TT = T(850) + T_d(850) - 2T(500)$$

$$T_d = \text{Taupunkt } [^{\circ}\text{C}]$$

$$TT = \text{Totals} - \text{Total} - \text{Index}$$

$$V = \text{Windgeschwindigkeit } [\text{kt}]$$

$$dd = \text{Windrichtung } [^{\circ}]$$

In diesen beiden Formeln sind alle Temperaturen in $^{\circ}\text{C}$ und die Windgeschwindigkeiten in Knoten einzutragen. Gilt $TT < 49$, so wird der entsprechende Klammerausdruck in der SWEAT-Formel Null gesetzt, für den Windscherungsterm gilt dies im Falle einer mit der Höhe gegen den Uhrzeigersinn verlaufenden Änderung der Windrichtung [35].

2.3.4 Showalter

Ein leicht zu berechnender Stabilitäts-Index ist der sogenannte Showalter-Index (SI). Um SI zu ermitteln, ist die Kenntnis der Temperatur in $p = 500$ hPa sowie der Temperatur in $p = 850$ hPa erforderlich. Ausgehend vom Taupunkt T_d in $p = 850$ hPa zeichnet man die Linie konstanten Sättigungs-Mischungsverhältnisses m_s ein und schneidet diese mit der Temperatur T in $p = 850$ hPa ausgehenden Trockenadiabate. Von diesem Schnittpunkt geht man entlang der Feuchtadiabate bis in das Niveau $p = 500$ hPa. Diese Temperatur T' wird dann von der Umgebungstemperatur T in diesem Niveau subtrahiert. Der Showalter-Index ist wie alle anderen Stabilitätsindizes nur dann aussagekräftig, wenn keine Advektion vorliegt [35].

$$SI = T(500) - T'(850 \rightarrow 500)$$

$$T = \text{Umgebungstemperatur } [^{\circ}\text{C}]$$

$$T' = \text{Temperatur } [^{\circ}\text{C}]$$

$$p = \text{Druck } [\text{hPa}]$$

2.3.5 Storm-relativ helicity

2.3.5.1 Vorticity

Der aus dem englischen übernommene Begriff „Vorticity“ bedeutet Wirbelgröße und ist eine Größe zur Beschreibung für die Art und Intensität von atmosphärischen Wirbeln [33].

Durch die vertikale Windscherung der Umgebungsatmosphäre entsteht horizontale Vorticity, wobei die hydrostatische Approximation außerhalb der hochreichenden Konvektion gut angewendet werden kann (horizontale Änderung der Vertikalgeschwindigkeit wird vernachlässigt) (vgl. [25]).

Es folgt

$$\vec{\omega}_H = \vec{k} \otimes \frac{\partial \vec{V}_H}{\partial z} \cong \vec{i} \left(-\frac{\partial v}{\partial z} \right) + \vec{j} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$\vec{\omega}_H$ = horizontaler Windvektor [m/s]

$\vec{k}$ = Einheitsvektor entlang der z – Achse

$\vec{i}$ = Einheitsvektor entlang der x – Achse

$\vec{j}$ = Einheitsvektor entlang der y – Achse

Mit Hilfe der "Rechte-Hand-Regel" zeigt diese Gleichung, dass der horizontale Vorticity-Vektor 90 Grad links vom Scherungsvektor im Hodographen steht. Abbildung 2.12 veranschaulicht diesen aus der vertikalen Windscherung entstehenden Vorticityvektor, der in die Blattebene weist [25].

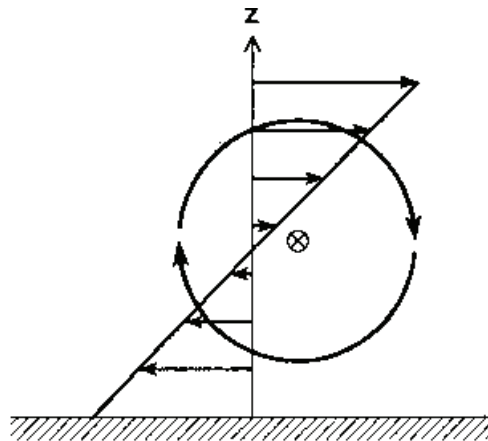


Abbildung 2.12: Schematische Darstellung der vertikalen Windscherung und der horizontalen Vorticity [25]

Der Vorticity-Vektor kann in zwei Komponenten zerlegt werden, in Strömungsrichtung (streamwise) und quer zur Strömungsrichtung (crosswise) (vgl. [4]).

2.3.5.2 Streamwise Vorticity

Die Streamwise Vorticity ist durch die Windscherung, mit zunehmender Höhe charakterisiert. Wichtig dabei ist, dass die Rotations- und die Bewegungsachse in die gleiche Richtung zeigen. Bei einer Superzelle wird die horizontale Scherungsvorticity in den intensiven Aufwind hinein verlagert, also passiv hinaufgezogen und in die Vertikale gekippt. Bei einem Hodographen wird das durch eine gekrümmte Linie angezeigt, woraus langlebige Tornados entstehen können. Um die mathematischen Aspekte nachzulesen, wird auf Dahls Diplomarbeit verwiesen (vgl. [4], [5]).

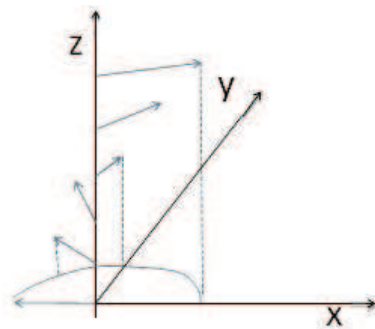


Abbildung 2.13: Streamwise Vorticity [5]

2.3.5.3 Crosswise Vorticity

Die Crosswise Vorticity entsteht durch eine geradlinig gescherte Strömung, welche mit der Höhe nur zunimmt. Die Rotationsrichtung steht normal auf die Bewegungsrichtung. Die Hodographen sind geradlinig. Die horizontale Scherungsvorticity wird an den Flanken einer Superzelle in die Vertikale gekippt und in die Höhe advehiert. Die Wirbelpaare sind an den Flanken gegenläufig und erzeugen in ihrem Zentrum tiefen Druck. Sie haben dadurch eine Spaltung der Gewitterwolke zur Folge (vgl. [4], [5]).



Abbildung 2.14: Crosswise Vorticity [5]

2.3.5.4 Helicity

Ein "helical flow" (schraubenförmige Strömung, Abbildung 2.15) liegt dann vor, wenn durch eine Winddrehung mit der Höhe horizontale Vorticity parallel zum Mittelwind einer Schicht innerhalb der Troposphäre entsteht [25].

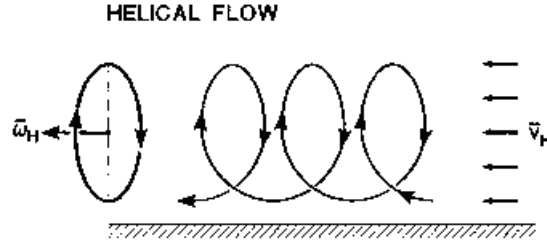


Abbildung 2.15: Helicityströmung [25]

Da das Windfeld (siehe Abbildung 2.15) rein horizontal ist, darf die spiralförmige Bewegung aber nicht als Partikeltrajektorie interpretiert werden. Die lokale Helicity ist definiert als der strömungsparallele Anteil der horizontalen Vorticity.

$$h = \vec{v}_h \bullet \vec{\nabla} \otimes \vec{v}_h = \vec{v}_h \bullet \vec{\omega}_h$$

$$h = \text{Helicity} [m^2/s^2]$$

$$\vec{v}_h = \text{horizontaler Windvektor} [m/s]$$

$$\vec{\omega}_h = \text{horizontaler Vorticityvektor} [m/s]$$

Entlang eines Radiosondenaufstieges ändert sich der horizontale Wind und die horizontale Vorticity ständig, so wird eine vertikal integrierte Helicity (vertikales Mittel) eingeführt, welche proportional der mittleren Temperaturadvektion zwischen z_0 und z_1 ist [25].

$$H = \int_{z_0}^{z_1} \vec{v}_h \bullet \vec{\omega}_h dz$$

2.3.5.5 Storm-relative Flow

Bisherige Betrachtungen haben nur das Geschwindigkeitsfeld der Umgebung ($\vec{v}$) betrachtet, ohne die Eigenverlagerung eines Gewitters ($\vec{c}$) zu berücksichtigen. Zur Analyse von Gewittern empfiehlt sich jedoch ein mitbewegtes Koordinatensystem. Aus der Vektorsubtraktion ergibt sich die Relativbewegung der Strömung zum konvektiven Sturm ($\vec{v}_r$) [25].

$$\vec{v}_r = \vec{v} - \vec{c}$$

Hodographen zeigen sich gegenüber dieser Transformation vom ruhenden ins mitbewegte Koordinatensystem invariant ("galilean invariant"), solange die Verlagerungsgeschwindigkeit als konstant angenommen wird. Zur Vereinfachung wird letzteres meist bei der Analyse angenommen [25].

2.3.5.6 Storm Relativ Environmental Helicity

Nach dem Ersetzen von $\vec{v}_h$ durch $(\vec{v}_h - \vec{c})$ in die Helicityformel lässt sich die für die Vorhersage von Superzellen wichtige "storm-relative" Helicity berechnen, die bis 3 km Höhe berechnet wird. In diesem unteren Bereich, in dem hauptsächlich die Luft in die Gewitterzelle einströmt, spielt die vertikale Windscherung eine wichtige Rolle bei der Bildung von heftigen Gewittern. Die Storm Relativ Helicity (SRH) stellt ein Maß für die Umwandlung von positiver horizontaler Vorticity der Umgebung in positive vertikale Vorticity des Gewitters dar. Dadurch entsteht ein Potential für heftige Gewitter [25].

$$SRH = - \int_0^{3\text{ km}} \vec{k} \bullet (\vec{v}_h - c) \otimes \frac{\partial \vec{v}_h}{\partial z} dz$$

3 Entstehung der Tornados

An dieser Stelle wird das dokumentierte Wissen über Tornados chronologisch aufbereitet. Zusätzlich wird in diesem Kapitel die physikalische Entstehung der Tornados genauer untersucht, um für dieses Phänomen ein Verständnis entwickeln zu können.

3.1 Geschichtlicher Rückblick

In den ersten Schriften wurde noch nicht genau unterschieden zwischen Wasserhosen, Tornados, Hurricanes... und so weiter. James Pollars Espy hat sich Anfang des 19. Jahrhunderts mit den ersten Zyklonentheorien beschäftigt. Er untersuchte schon damals die Gewitterbildung und unter anderem auch die Tornadoentstehung. Ihm fehlte jedoch noch das Verständnis für die Rotation und dessen Wichtigkeit (vgl. [38]). William Ferrel erkannte diesen Zusammenhang schon und war der Meinung, dass die Erdrotation mit der Rotation des „funnel cloud“ in einer Abhängigkeit steht. Zusätzlich trägt der Aufwind in einem Gewitter dazu bei, diese entstehen zu lassen. Europäische Wissenschaftler waren die Pioniere der Tornadoforschung am Anfang des 20. Jahrhunderts. Alfred Wegener sticht mit seiner exakten Definition (siehe Kapitel 2.1.1 auf Seite 2) hervor und war derjenige, welcher das erste Mal von Windscherung schrieb. Dies hat er auf den Ausfluss des Ambosses zurückgeführt. Er schrieb auch schon von einem horizontalen Mutterwirbel der sich bis zum Rand eines Gewitters erstreckt und bis zum Boden reicht (siehe Abbildung 3.1) (vgl. [38]).

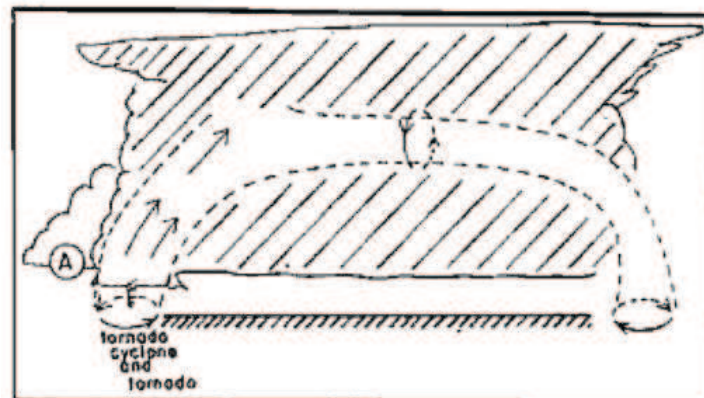


Abbildung 3.1: Darstellung von einem horizontalen Mutterwirbel [Wegener, 1928]

3 Entstehung der Tornados

Nach dem zweiten Weltkrieg erfreute sich das Radar zunehmender Beliebtheit. Man erkannte, dass größere Gewitter mit stärkerer Windscherung auch Tornados bilden können. Verheerende Tornados konnten erstmals anhand charakteristischen Strukturen am Radarbild („hook echo“) erfasst werden (vgl. [38]). Die erste Dokumentation dieses hakenförmigen Gebildes stammte von Stout und Huff bei einem beobachteten Tornado in Illinois am 9. April 1953. In den 1950igern und 1960igern vermutete man schon einen Zusammenhang zwischen dem starken Rear flank downdraft (RFD) und dem Entstehen der Tornados innerhalb der Superzellen. Allerdings wurde das zu diesem Zeitpunkt noch sehr schlecht verstanden. Unter anderem dachte Klemp, dass horizontale Advektion von Niederschlagspartikeln wichtig für das Wachstum des Hook-Echos seien (vgl. [34]).

Radiosonden, Radarbilder und Bodenbeobachtungen veranlassten Stout zur Annahme, dass die vertikale Struktur eines Tornados eine rotierende Zirkulation innerhalb eines Gewitters ist (vgl. [38]). Er stützte sich damals auf die schon veröffentlichte Literatur von Wegener.

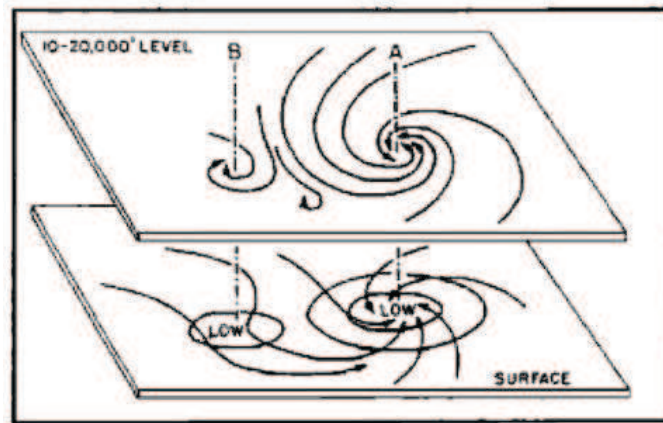


Abbildung 3.2: Darstellung der Verwirbelung eines Tornados (nach Stout, 1957 in [38])

Browning beschäftigte sich dann intensiver mit den Gewittern an sich und deren Luftströmungen innerhalb der Zelle. Er definierte auch erstmals langlebige Gewitter als Superzellen (siehe 2.2.4 auf Seite 12). Ihre Langlebigkeit begründete er damit, dass der Aufwind vom Abwind geographisch getrennt stattfindet und daher der Energienachschub gewährleistet ist (vgl. [38]). In Abbildung 3.3 ist ein dreidimensionales Windfeld dargestellt mit Blick aus Süd-Südost. Die Auf-, Abwinde sind relativ zur Zugbahn abgebildet und die strichlierte Fläche stellt den Niederschlag dar.

Mitte der sechziger Jahre haben Browning, Landry and Barnes die Idee entwickelt, dass die horizontale Vorticity mit der Höhe gekippt wird und damit die Rotation maßgeblich beeinflusst wird. Allerdings war dies zu diesem Zeitpunkt noch nicht vollständig erforscht (vgl. [38]).

3 Entstehung der Tornados

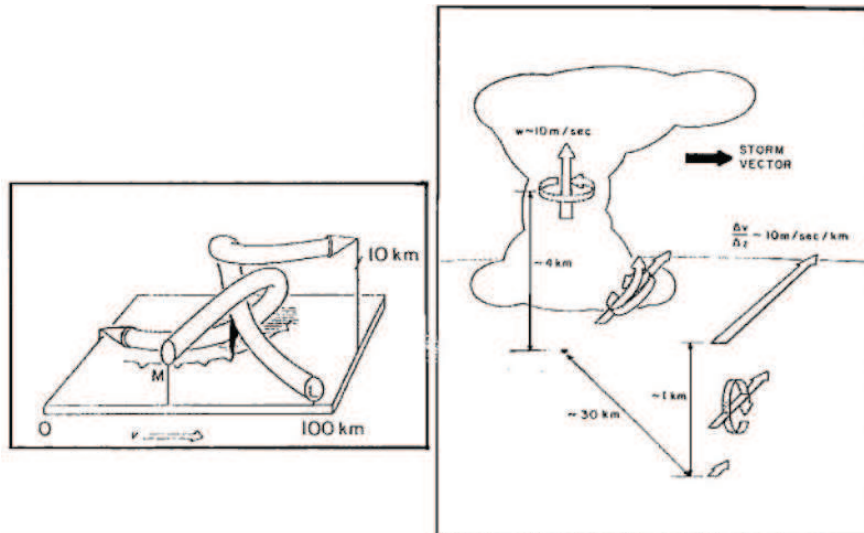


Abbildung 3.3: linke Abbildung: Darstellung von Windrichtungen innerhalb einer langlebigen Zelle (nach Browning, 1964 in [38])
rechte Abbildung: Kippen der horizontalen Vorticity durch Scherung verursacht einen „right mover“ (nach Barnes, 1968 in [38])

Fujita und Grandoso erkannten, dass sich Gewitter spalten und in zwei verschiedene Richtungen bewegen können (Abbildung 3.4). Die eine rotiert antizyklonal und wird auch als „left mover“ bezeichnet und die andere ist zyklonal rotierend beziehungsweise als „right mover“ bekannt (vgl. [38]).

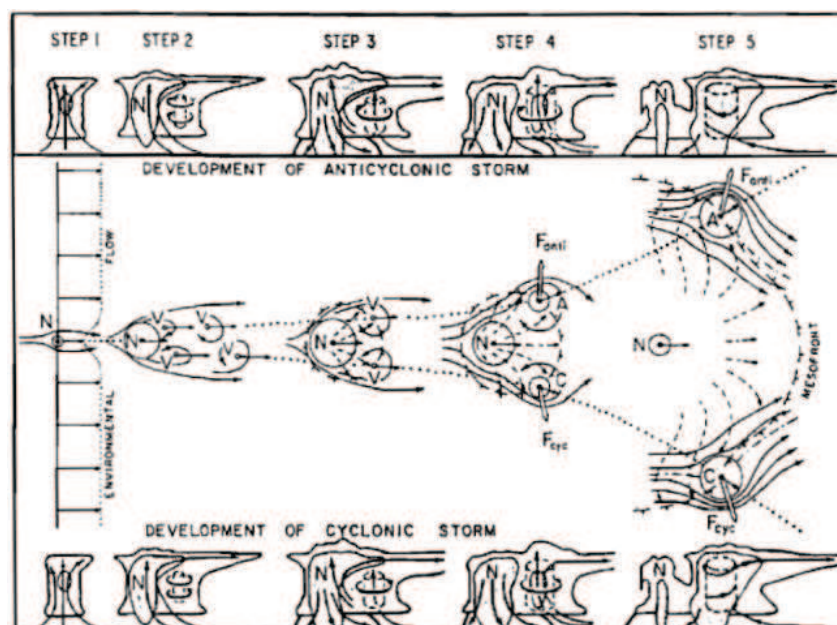


Abbildung 3.4: Darstellung einer Gewitterzelle in Bewegungsrichtung und ihr Rotationsverhalten (nach Fujita und Grandoso, 1968 in [38])

Obwohl die Cumuluswolke in Abbildung 3.5a (Ansicht von Südosten) noch recht gewöhnlich ist, zwingen die Forcing-Terme eine Etablierung zu einer Supercelle. Wenn sich der

3 Entstehung der Tornados

Niederschlag aber im Aufwind sammelt, entsteht negativer Auftrieb und damit Abwind. Durch die Ausbreitung durch Verdunstungskälte gekühlten Luft unterhalb der Wolke wird die Zufuhr von feuchtwarmer Luft abgeschnitten. Ist zusätzlich noch schwache Windscherung vorhanden, dann löst sich die Wolke infolgedessen auf. Da jedoch starke Windscherung vorhanden ist, sind folgende Faktoren wichtig: bodennahe Luftzufuhr aus dem Osten verhindert den kalten Abfluss vor der Zelle, dies hebt den vertikalen Druckgradienten und verstärkt den Aufwind des südlichen und nördlichen Randbereichs. Als Reaktion auf diese Einflüsse teilt sich der Aufwind nach und nach in zwei Zellen, die sich dann auseinander bewegen (siehe 3.5b). Die Hebung des Druckgradienten scheint der wesentliche Punkt für eine Spaltung zu sein. Die zylindrischen Pfeile zeigen die Luftströmungsrichtung, die dunklen dicken Pfeile representieren die Einflüsse auf Auf- und Abwind. Der strichlierte Bereich zeigt den Niederschlag und die Front markiert den Kaltluftausfluss (vgl. [28]).

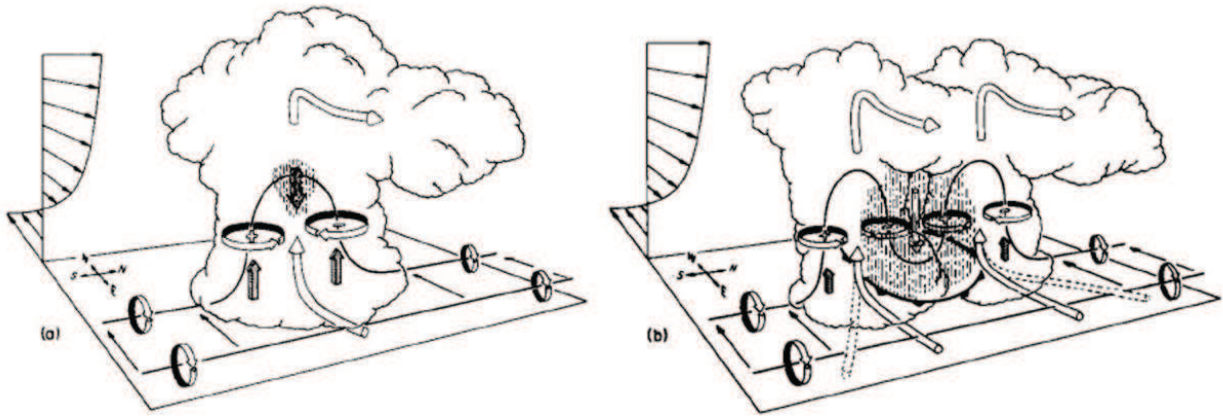


Abbildung 3.5: Rotationsverhalten innerhalb einer Gewitterzelle [28]

Das Doppler-Radar wurde in den siebziger Jahren sehr beliebt, da es Superzellen in einem dreidimensionalen Bild darstellen kann. Zusätzlich hat auch die Leistung der Rechner zugenommen, sodass auch dreidimensionale numerische Modelle eingesetzt werden konnten. Obwohl diese schon die Scherungsrichtung anzeigten, fehlte zu dieser Zeit das Verständnis dafür, welche Bedeutung ihr beizumessen war (vgl. [38]). Die Winddaten, welche man durch das neuartige Radar erhalten hat, erlaubten Rückschlüsse auf Hook-Echos und starke horizontale Scherungszonen in Zusammenhang mit der Rotation des Gewitters und folglich auch mit Tornados (vgl. [34]).

In den Achtzigern wurde das Augenmerk auf Superzellen gelegt, um sie in ihrem Aufbau zu untersuchen und vor allem den verschiedenen Windrichtungen auf die Spur zu kommen (siehe 2.2.4) (vgl. [38]).

3.2 Physikalische Grundlagen

Zu Beginn sollte noch eine wichtige grundlegende Aussage getroffen werden. Der Unterschied zwischen Tornados und Hurricanes ist jener, dass Hurricanes ein eigenes komplettes System darstellen und Tornados lediglich „Anhängsel“ einer Gwetterwolke sind (vgl. [32]). Die Ursache von Tornados liegt in den dynamischen Prozessen begründet. Die Wechselwirkungen in oder unterhalb der Wolke mit ihrem Umfeld können starke vertikale Vorticity produzieren, die einen horizontalen kleinräumigen Wirbel mit einer kräftigen zyklotropischen Strömung initiiert. Dieser kann dann unterhalb der Wolkenbasis als Wolkenschlauch sichtbar werden und sich während der Bildungsphase des Tornados häufig abwärts fortschreitend bis zum Erdboden entwickeln. Mit dem Einströmen der Luft gegen das Wirbelzentrum, das einen sehr tiefen Luftdruck im Vergleich zur Umgebungsluft aufweist und der damit verbundenen horizontalen adiabatischen Abkühlung aufgrund der starken Druckgegensätze, kondensiert der Wasserdampf, sodass die zentralen Teile des Wirbels als trichterförmiger, weißer Schlauch sichtbar werden. Die Luft des Wolkentrichters rotiert dabei mit außerordentlich hoher Geschwindigkeit und wird in seinem Zentrum emporgesaugt. Die Geschwindigkeit der Rotationsbewegung erreicht Maxima von über 400 km/h und die Aufwindgeschwindigkeit wird auf mehr als 250 km/h (70 m/s) bei extrem heftigen Erscheinungen dieser Art geschätzt (vgl. [30]).

Die Abbildung 3.6 zeigt ein sehr vereinfachtes Strömungsfeld innerhalb eines Tornados. Die Luft rotiert um eine vertikale Achse, welche mit der Mutterwolke translatiert.

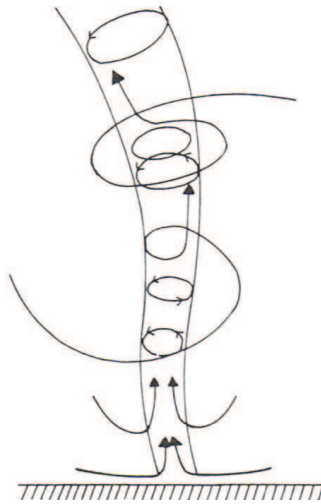


Abbildung 3.6: Strömungsverhältnisse in einem Tornado [33]

Kaufeld hat damals ein detaillierteres Druck- und Strömungsfeld erstellt. In der Physik ist es allgemein bekannt, dass sich in einem System, zum Beispiel in einem Tornado, Druckgradientkraft und Zentrifugalkraft die Waage halten. Unterhalb der Wolkenbasis nimmt die Zentrifugalkraft nach unten hin stark zu, daher muss auch die Druckgradientkraft

3 Entstehung der Tornados

wachsen, damit das Gleichgewicht erhalten bleibt. Daher steigen die Druckunterschiede zwischen Tornadozentrum und der Umgebung, welche aber infolge von Reibung und im Laufe der Zeit wieder geringer wird (vgl. [26]).

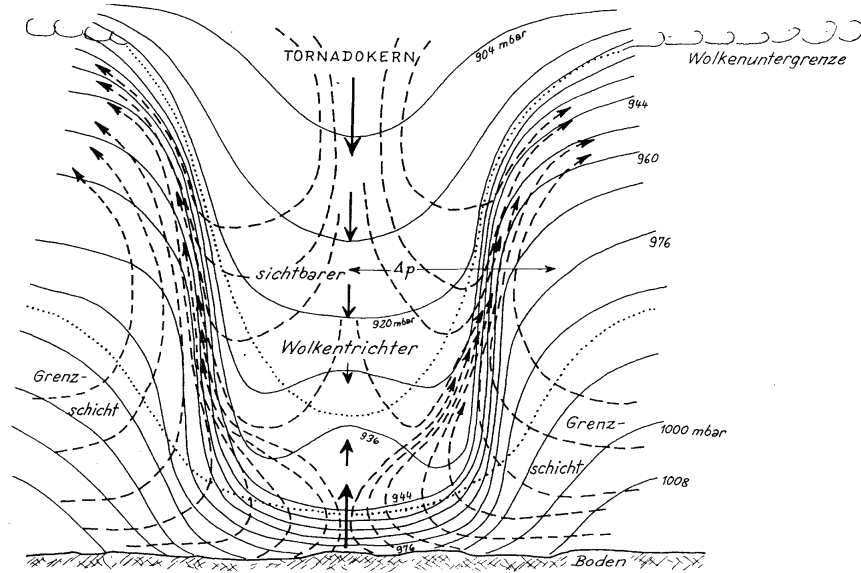


Abbildung 3.7: Schema des Druckfeldes und der radial-vertikalen Stromlinien in einem Tornado [26]

Die anfängliche Mesozyklone innerhalb einer Superzelle ist ein rotierender Aufwindbereich mit einer maximalen vertikalen Vorticity von $10^{-2} \text{ [s}^{-1}\text{]}$ und besteht ebenfalls aus einer Beziehung von Vertikalgeschwindigkeit und vertikaler Vorticity. Die Bildung dieser Mesozyklone ist durch das Kippen der streamwise Vorticity im niedrigen Niveau und die zusätzlich vorhandene vertikale Windscherung in höheren Lagen möglich. Die daraus resultierende vertikale Vorticity wird anschließend durch das Drehmoment gestreckt und in den Aufwindbereich advehiert. Die dadurch entstandene Rotation induziert ein Druckminimum in dieser Höhe. Durch flächige Ausdehnung der einfließenden horizontalen Vorticity kann das System noch an Stärke gewinnen. Ist vom Drehmoment in den unteren Schichten zu wenig vorhanden, dann kann sich nur eine Trichterwolke bilden, aber kein vollständiger Tornado (vgl. [6], [28]).

Die unmittelbare Umgebung einer baroklinen Zone und sehr große Helicity-Werte innerhalb des ersten Kilometers sind besonders günstig für Tornadobildung. Dieser Zustand ist durchaus öfters anzutreffen, da Mesozyklonen meist sogar einen geringeren vertikalen Abstand zur Erdoberfläche aufweisen (vgl. [6], [28]).

Daten von zwei Doppler-Radar ermöglichen ein dreidimensionales Windprofil einer Superzelle. Mithilfe von Stormchasern und den wissenschaftlichen Daten wurde bald festgestellt, dass Tornados nur dann entstehen können, wenn kräftige Abwinde vorhanden sind. Daher kann sich ein Tornado auch nur im Reifestadium einer solchen Gewitterwolke entwickelt.

Superzellen mit wenig Niederschlag können entsprechend weniger starken Abwind produzieren. Bis dieser den Boden erreicht, ist er schon sehr schwach und daher sind Tornados auch unwahrscheinlicher anzutreffen (vgl. [6], [28]). Bemerkenswert ist Ludlams, 1963 Annahme, dass potentiell warme Luft im Rear flank downdraft enthalten sein muss, da ansonsten die potentiell kalte Luft den Tornado abschwächen beziehungsweise auflösen würde (vgl. [34]).

Die detaillierte physikalische Beschreibung von Rear flank downdraft und der Forward flank downdraft befindet sich im Kapitel 2.2.4. Die Mesozyklone hat in niedrigen Niveaus nun auf der linken Seite einen Aufwindbereich und eine niedrige Wolkenbasis geschaffen und einen separaten Abwindbereich auf der rechten Seite. Auf eben dieser Abwindseite ist die Rotation antizyklonal und liegt außerhalb der Mesozyklone. Konvergenz innerhalb der RFD Böenfront bewirkt eine horizontale Ausweitung des Aufwindes und wird am Radar durch ein hufeisenförmiges Gebilde, auch Hook-Echo genannt, sichtbar. Der Rear flank downdraft ist oft als eine schmale, tiefe wolkenfreie Region sichtbar, welche Im Englischen als „clear slot“ (siehe Abbildung 3.8) benannt wird und fünf bis zehn Minuten vor der Tornadobildung entsteht. Dieser ist dann genau zwischen RFD und FFD und ebenso ein paar Kilometer vom Niederschlag und Wolken-Erde-Blitze entfernt. Der fortschreitende RFD okkludiert die Mesozyklone mit dem vorhandenen Tornado, der sich typischerweise in der Nähe des Okklusionspunktes befindet (siehe Abbildung 2.10) (vgl. [6], [28]).

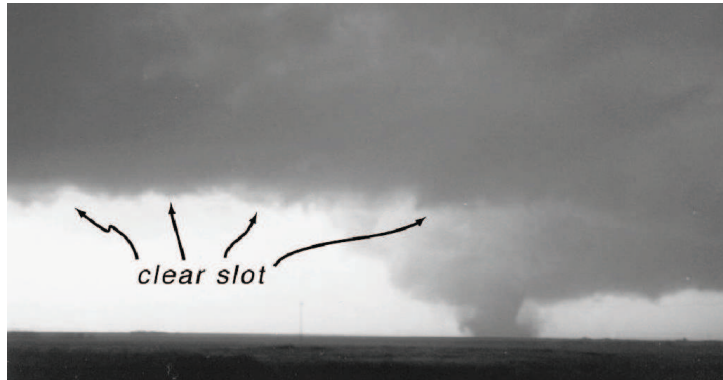


Abbildung 3.8: Photo eines typischen „clear slot“ mit RFD 2.6.1995 [34]

In Abbildung 3.9 ist eine dreidimensionale schematische Südost Ansicht von einer Superzelle dargestellt. Sie befindet sich gerade im Aufbaustadium und zeigt eine Entwicklung durch Windscherung aus dem Westen und zusätzlich in einer amplifizierenden bodennahen Rotation. Die zylindrischen Pfeile stellen die Windrichtungen innerhalb der Zelle dar. Die schwarzen Linien zeigen die Richtung der horizontal einströmenden Vorticity, welche mit der Höhe gekippt wird. Dies ist entsprechend durch die breiten Kreispfeile markiert (vgl. [28]).

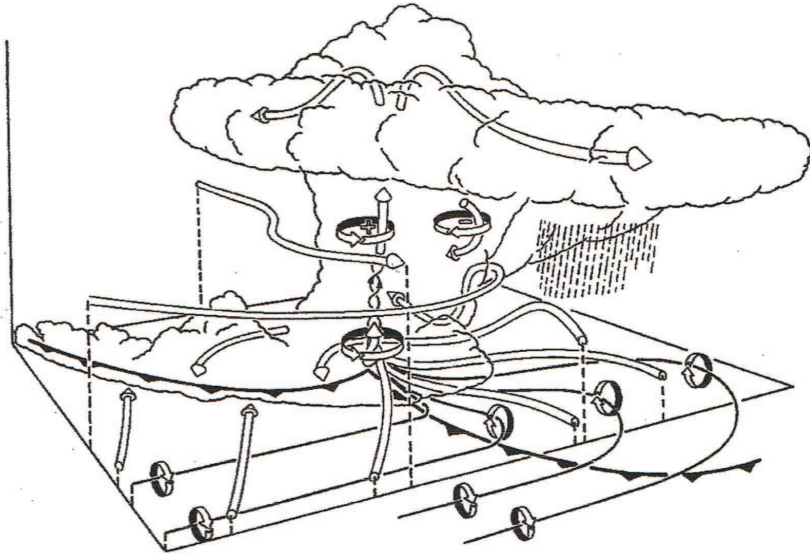


Abbildung 3.9: Schematische Darstellung einer konvektiven Wolke [28]

Klemp zeigt in Abbildung 3.10a den gleichen Zeitpunkt wie in Abbildung 3.9, nur einen genaueren Ausschnitt. Der schraffierte Pfeil in 3.10a repräsentiert den durch die Rotation verursachten vertikalen Druckgradienten. Die Abbildung 3.10b ist eine Simulation, die ca. zehn Minuten später eintritt, wobei der RFD seine volle Stärke erreicht hat. Dies ist durch den zylindrisch gestreiften Pfeil dargestellt (vgl. [29], [28]).

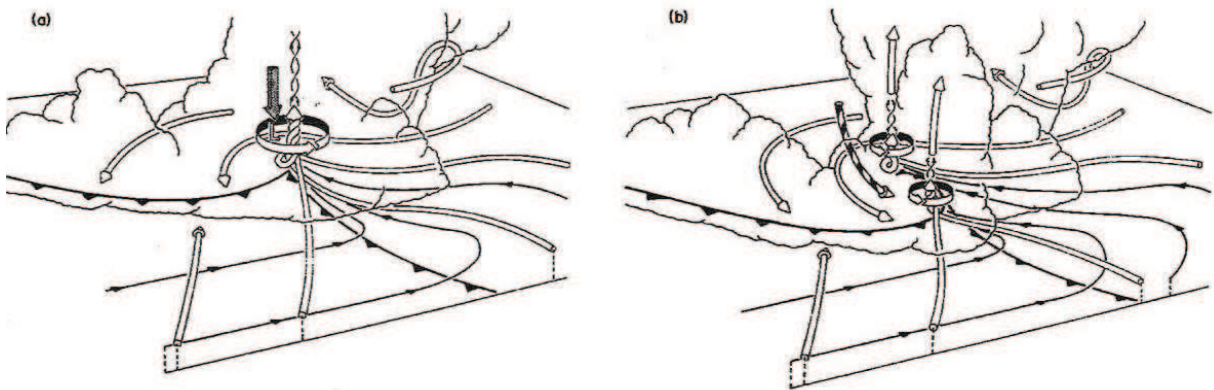


Abbildung 3.10: Dreidimensionale Perspektive einer Superzelle [28]

Wenn der RFD sich verstärkt, unterstützt die Baroklinität die rasche Entwicklung der zweiten Aufwindrotation östlich der ersten Rotation. Nachdem der ursprüngliche Aufwind von den warmen einströmenden Luftmassen abgeschnitten wird, schwächt dieser sich ab und die zweite Zirkulation gewinnt an Kraft. Diese starke Drehbewegung kann einen neuen Abwind produzieren und der Zyklus beginnt von vorne. Solch eine Erneuerung der Zelle ist nicht ungewöhnlich im Zusammenhang mit einem Tornado (vgl. [28]).

Auffällig geworden sind Tornados, welche durch hohe CAPE-Werte und wenig vertikaler Windscherung zustande gekommen sind, die eher in den mittleren Breiten in der warmen Jahreszeit auftreten. Diese Superzellen sind aber sehr instabil. Hingegen niedrige CAPE-Werte und sehr starke vertikale Windscherung haben Superzellen mit nur niedriger Wolkenobergrenzen zur Folge. Diese Tornados werden ebenfalls in den mittleren Breiten und eher in der kalten Jahreszeit produziert (vgl. [6]).

3.2.1 Hodograph

Ein vertikales Windprofil enthält Informationen der Windgeschwindigkeit und -richtung in verschiedenen Niveaus. Neben der Darstellung von vertikalen Profilen oder Windfahnen, eignen sich besonders Hodographen von Radiosondenaufstiegen zur Vorhersage von Gewittern. Sie zeigen die Änderungen der Windrichtung und vor allem der Windgeschwindigkeit sehr deutlich auf und sind das wichtigste Werkzeug bei der Vorhersage von Superzellen. Anders als viele berechnete Scherungsparameter zeigen Hodographen keine Änderung bei der Transformation vom ruhenden in das dem Gewitter mitbewegte Koordinatensystem. Hodographen stellen ein Windfeld in Polarkoordinaten dar. Die Spitzen der Windvektoren werden in aufsteigender Reihenfolge miteinander verbunden, wobei alle Vektoren vom Koordinatenursprung ausgehen (positive u-Komponente = West, positive v-Komponente = Süd). An der Spitze des Vektors werden noch Höhenangaben (Druck, Höhe msl) angefügt (vgl. [25]).

Der Hodograph dient vor allem zur Abschätzung der Temperaturadvektion in einer Schicht, er kann aber auch zur Bestimmung der Stabilitätsadvektion verwendet werden. In einer standardisierten Hodographendarstellung mit konstanten Höhenintervallen ist die Länge des Hodographen proportional der Magnitude der Scherung. Der Scherungsvektor liegt dann in jeder beliebigen Höhe tangential zum Hodographen. Anhand des Hodographenverlaufes lässt sich relativ einfach die vertikale Windscherung darstellen und daraus der zu erwartende Gewittertyp ableiten. Einzelzellen treten bei geringer vertikaler Windscherung in der Umgebungsatmosphäre auf. Organisierte Gewitter hingegen weisen wesentlich längere Hodographen auf, die bei Superzellen zusätzlich eine signifikante Krümmung besitzen. Bei der Anwendung von Hodographen zur Gewittervorhersage müssen auch lokale mesoskalige Prozesse, die auf die Entwicklung von Konvektion einwirken, mitberücksichtigt werden. Deshalb ist es eher als zusätzliche wichtige Information zu verwenden. Beobachtungen zeigen, dass Superzellen oder auch Tornados nicht immer bei passender Hodographenkrümmung (Rechtsdrehung in den unteren Kilometern als Ausdruck von konzentrierter Warmluftadvektion) entstehen (vgl. [25]).

Die Windänderung mit der Höhe bei typischen Tornadolagen ist in Abbildung 3.11 dargestellt. Die Länge der Pfeile gibt die Windgeschwindigkeit an [26].

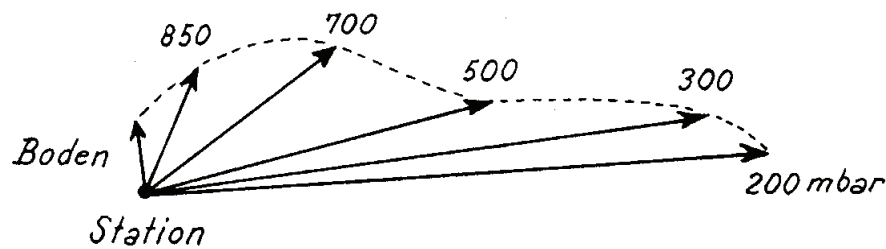


Abbildung 3.11: Höhenwinde bei typischen Tornadolagen [26]

3.2.2 Hook-Echo

Ein anghakenförmiges Radarecho, das dadurch entsteht, dass Niederschlagspartikel im Randbereich eines in mittleren Höhen rotierenden Updrafts (klassische Superzelle mit Mesozyklone) schwebend erhalten beziehungsweise aufwärts transportiert werden. Das reflexionsarme Gebiet innerhalb des Hook-Echos („Weak echo region“) stellt den Kern des Updrafts und den säulenförmigen Einflussbereich (3 - 16 km im Durchmesser) der Superzelle dar. Ein Hook-Echo ist ein Hinweis dafür, dass eine Superzelle Tornados bilden kann oder bereits produziert hat [30]. Forbes erstellte 1981 eine Statistik bezüglich des Zusammenhanges zwischen Auftreten der Tornados und dem Hook-Echo. Das Ergebnis dieser Untersuchung ist eine „hit rate“ von 16%. Das bedeutet, dass man viel öfter einen Tornado vermutete als dass jener dann auch eintraf (vgl. [34]).

Wie bereits erwähnt, ist die Wahrscheinlichkeit, den Tornado am Okklusionspunkt anzutreffen, am höchsten. Es ist aber auch schon vorgekommen, dass neben dem zyklonalen-, ein weiterer aber in die entgegengesetzte Richtung rotierender Tornado aufgetreten ist. In diesen Fällen kommt es an der Flanke zu einem weiteren Aufwindbereich, wo konvektive Bewölkung entsteht. Dieser wird vom rechten hinteren Hauptaufwind mitgerissen. Das führt zu einer bodennahen Antimesozyklone, welche wiederum einen antizyklonalen Tornado hervorbringen kann. Diese Antimesozyklone ist in der Regel viel schwächer als die klassische Variante, weil die barokline Strömungsvorticity entgegen der Strömungsrichtung der Vorticity fließt. Dies ist der Grund, warum sich eine Antimesozyklone nicht so stark etablieren kann und sich mit der Mesozyklone in Richtung Norden mitbewegen wird. Am 3.6.1980 ist im Nordwesten von Grand Island, Nebraska so ein Fall dokumentiert worden (siehe Abbildung 3.13), was am Radarbild gut zu erkennen ist (vgl. [7]).

3 Entstehung der Tornados

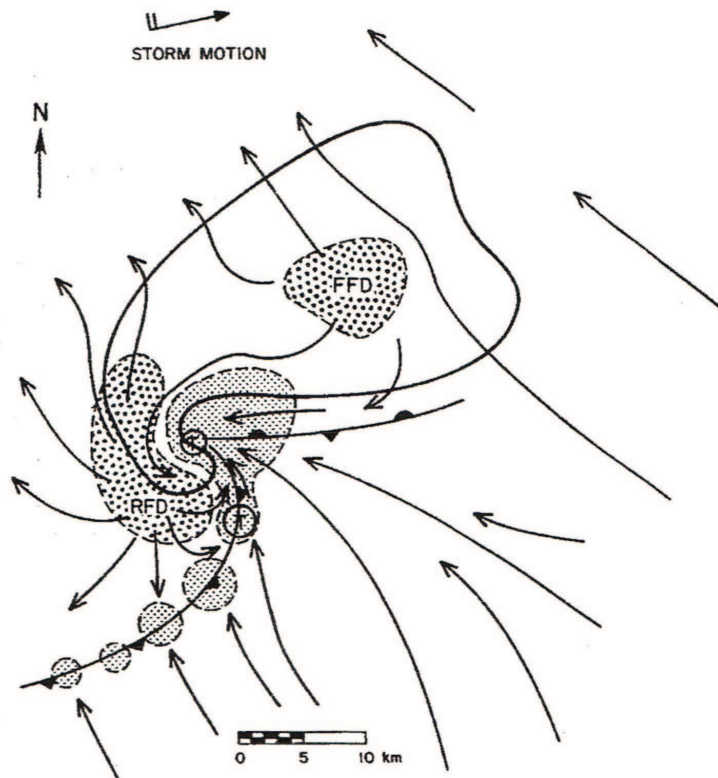


Abbildung 3.12: Aufsicht einer schematischen Darstellung einer Superzelle mit zwei Tornados [28]

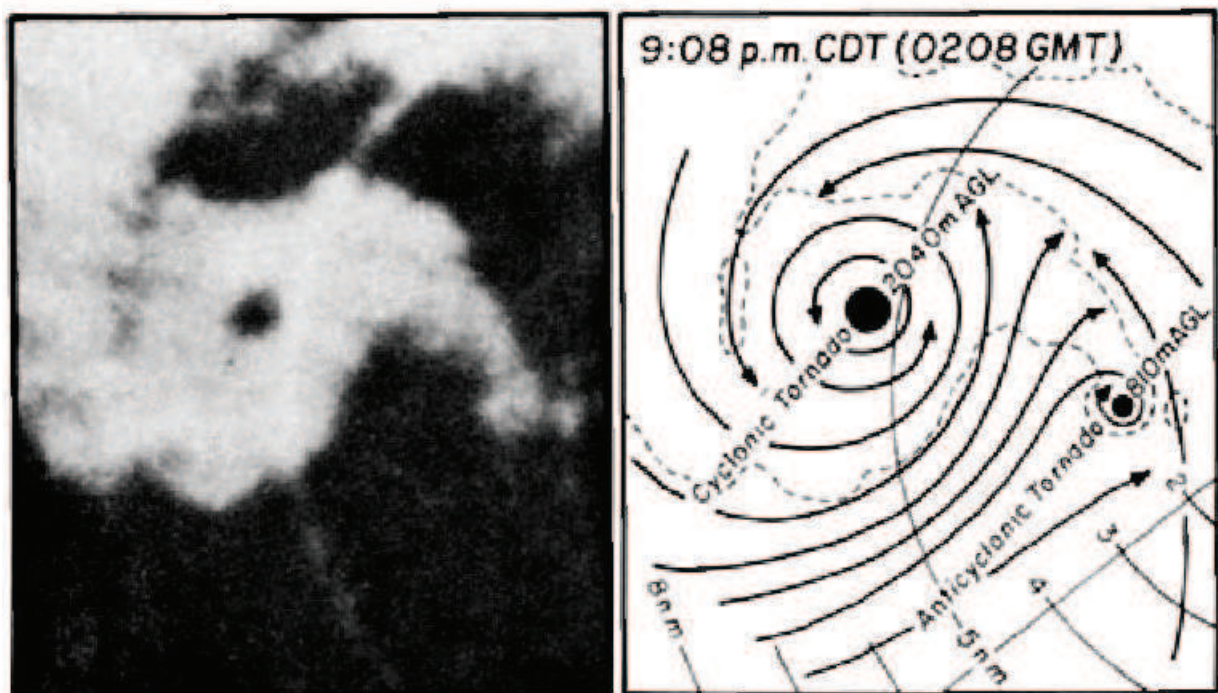


Abbildung 3.13: Radarbild und dessen schematischer Aufbau am 3.6.1980[29]

4 Klassifikation

Die Klassifikation ist ein Hilfsmittel für Meteorologen, um die Stärke eines Tornados feststellen zu können. Da es leider kaum bis gar keine direkten Messungen gibt, wird dies aufgrund der Schäden rekonstruiert. Die Schwierigkeit der Schadensanalyse liegt darin, dass nur in bebauten Gebieten beziehungsweise in dichten Wäldern Spuren eines Tornados eindeutig zu finden sind. Da auf weiten Flächen zum Beispiel Wiese oder Felder das Ausmaß der Verwüstung eines F1 Tornados gleich groß ist wie bei einem stärkeren. Zusätzlich muss auch auf die unterschiedlichen Bauarten der Gebäude Rücksicht genommen werden, da eine Holzhütte mit einem Betongebäude nicht unmittelbar vergleichbar ist. Dies ist daher global gesehen sehr schwierig, da sich die Bausubstanz natürlich nicht weltweit vergleichen lässt (vgl. [39]).

Des weiteren sind die Schäden von Downbursts nur durch eine Analyse vor Ort von Tornadoschäden zu unterscheiden. Das heißt, wenn niemand den Ursprung des Schadens beobachtet hat, ist es recht schwierig diesen wissenschaftlich korrekt in die Statistik aufzunehmen. Solche Fehler sind in der Vergangenheit leider öfters passiert, aber es wurde schon viel dazugelernt. Vor allem die Art und Weise wie die Objekte beschädigt sind, lassen auf die Windrichtung und Windstärke rückschließen. Tornados verursachen konvergente Schadensmuster und Downbursts hinterlassen divergente Zerstörungsmuster. Daher kann man aus den Schadensspuren ebenfalls auf das Phänomen an sich Rückschlüsse ziehen. Um die Stärke nun richtig einordnen zu können, muss immer das am stärksten beschädigte Objekt herangezogen werden. Dies bedeutet, dass nicht die Anzahl oder die Größe des Gebietes zählt, sondern ausschließlich der schwerste Schaden. Das ist sehr wichtig, denn die Intensität des Tornados variiert auch entlang seiner Zugbahn (vgl. [12], [16]).

4.1 Fujita-Skala

Im Jahre 1971 hat Tedsuya Theodore Fujita die später nach ihm benannte Skala eingeführt, um Tornado- und Downburstschäden zu klassifizieren. Seine Skalierung bezieht sich auf Windstärken und auf die ältere Beaufort-Skala. Die Fujita Skala reicht von F0 bis F6, wobei die kleine Ziffer den schwachen Schäden zugeordnet ist. F6-Tornados wurden bis heute noch nie gemessen, allerdings ist die Grenze zwischen F5- und F6-Schäden schwer festzustellen.

In Amerika erfreut sich diese Klassifizierung großer Beliebtheit und wurde zur EF-Skala

(enhanced Fujita-scale) erweitert¹.

Außerhalb der Vereinigten Staaten ist die EF-Skala aber fast nirgendwo anerkannt und wird nicht verwendet. Der Grund dafür ist vor allem darin zu suchen, dass die neue Skala zwar mehr auf die genaue Art der Schäden und einzelne Besonderheiten eingeht, sich aber zu sehr auf die amerikanische Bauweise bezieht. Zudem zeigen Messungen mit dem dichten Stationsmessnetz in Deutschland, dass die registrierten Windgeschwindigkeiten nicht ganz zu den angegebenen Werten in der neuen Skala passen. Ältere Fälle werden aber weiter nach der ursprünglichen Fujita-Skala bewertet und nicht mit einer EF-Einstufung versehen².

Ursprünglich wurden sowohl die F- als auch die T-Skala auf eine nicht lineare Skala bezogen und mit einem empirischen Exponenten $(3/2)$ der Beaufort-Skala versehen. Es gibt zwei Eckpunkte (vgl. [16]):

$$Bft\ 12 = v(F = 1) = 33\ m/s \quad (\text{Windstärke eines Orkans})$$

$$v(F = 12) = 330\ m/s \quad (\text{Mach 1, Schallgeschwindigkeit bei } -1^\circ C)$$

daraus ergibt sich:

$$v(F) = 6,302\ m/s (F + 2)^{\frac{3}{2}}$$

4.2 TORRO-Skala

Terence Meaden hat im Rahmen der Organisation „Tornado and Storm Research Organisation“ (TORRO) eine Ergänzung zur Beaufort-Skala herausgegeben. Mitte der 1970er wurde von der Royal Meteorological Society die Torro-Skala veröffentlicht. Sie reicht von T0 bis T10, wieder entspricht die kleinste Ziffer sehr schwachem Wind. Die Torro-Skala wird hauptsächlich in Europa verwendet.

Die Empirische Formel lautet (vgl. [16]):

$$v(T) = 2,262\ m/s (T + 4)^{\frac{3}{2}}$$

¹vgl. <http://www.spc.noaa.gov/efscale/> 9.10.2011

²vgl. <http://www.tornadoliste.de/tornadofaq/d2.html> 7.10.2011

4.3 Tabellen

Diese Tabellen geben einen Überblick über die Einteilung der Klassifizierung. Es sind die Geschwindigkeiten und die dazugehörige Einstufung nach den jeweiligen Skalen angeführt. In Abbildung 4.1 ist eine Matrix dargestellt, die die Gebäudestruktur aus dem mitteleuropäischen Raum und die F-Skala als Referenzwerte eingetragen hat. Man kann daraus die möglichen Schäden ableiten. Dies dient als Hilfe für zum Beispiel Versicherungen, um ein Gefahrenpotential für Häuser festzulegen (vgl. [39]).

	Unterkritisch (Sub-critical)				Schwach (Weak)			
Fujita	F-2		F-1		F0		F1	
TORRO	T-4	T-3	T-2	T-1	T0	T1	T2	T3
Beaufort	0 – 2	2 – 4	4 – 6	6 – 8	8 – 10	10 – 12	12 – 14	14 – 16
v in m s^{-1}	0 – 3	3 – 7	7 – 12	12 – 18	18 – 25	25 – 33	33 – 42	42 – 51
v in km h^{-1}	0 – 11	11 – 25	25 – 43	43 – 65	65 – 90	90 – 119	119 – 151	151 – 184
Δv in m s^{-1}	3	4	5	6	7	8	9	9
$\bar{S}_-$ in %	0.0	0.0	0.0	0.01	0.05	0.10	0.25	0.80
$\bar{S}_+$ in %	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.05	0.10	0.25
	Signifikant (Significant)							
	Stark (Strong)				Verheerend (Violent)			
Fujita	F2		F3		F4		F5	
TORRO	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10	T11
Beaufort	16 – 18	18 – 20	20 – 22	22 – 24	24 – 26	26 – 28	28 – 30	30 – 32
v in m s^{-1}	51 – 61	61 – 71	71 – 82	82 – 93	93 – 105	105 – 117	117 – 130	130 – 143
v in km h^{-1}	184 – 220	220 – 256	256 – 295	295 – 335	335 – 378	378 – 421	421 – 468	468 – 515
Δv in m s^{-1}	10	10	11	11	12	12	13	13
$\bar{S}_-$ in %	3.0	10.0	30.0	90.0	100	100	100	100
$\bar{S}_+$ in %	0.80	3.0	10.0	30.0	60.0	80.0	90.0	95.0

Tabelle 4.1: Windgeschwindigkeiten in m/s und km/h der F-, T- und B-Skalen in Beziehung zu mittleren Schadensätzen [39]

T-Skala	F-Skala	Sachschäden	Flurschäden
0	0	Schadensätze: $S_- = 0.05\%$, $S_+ = 0.01\%$ Leichte Gegenstände werden vom Boden abgehoben. Baugerüste können umstürzen, leichte Schäden an Markisen und Zelten auftreten. Dachziegel an exponierten Stellen können sich lockern. Keine Schäden an Gebäude-Tragwerken.	Einzelne Äste beginnen abzubrechen, in Wiesen oder Getreidefeldern ist der Zugweg erkennbar. Kranke (z. B. Holzfäulen) oder besonders labile Bäume (lange dünne Stämme; hoch angesetzte Krone; geringes, flaches Wurzelwerk) können brechen oder entwurzelt werden (bei Wurzelfäulen oder auf labilen, durchnässten Standorten).
1	0	Schadensätze: $S_- = 0.10\%$, $S_+ = 0.05\%$ Gartenmöbel und leichtere Gegenstände werden umgeworfen und können durch die Luft gewirbelt, Holzzäune umgeworfen werden. Leichte Schäden an Dächern (Ziegeln und Verblechungen können sich lösen und herab geweht werden). Geringe Schäden an Leichtbauten; keine strukturellen Schäden.	Auch starke und gesunde Äste brechen vermehrt, insbesondere während der Vegetationszeit (Laubbäume belaubt). Kranke (z. B. Holzfäulen) oder besonders labile Bäume (lange, dünne Stämme, hoch angesetzte Krone, geringes, flaches Wurzelwerk) brechen häufig oder werden entwurzelt. Bäume mit Wurzelschäden oder -fäulen bzw. auf labilen, durchnässten Standorten werden häufig geworfen.
2	1	Schadensätze: $S_- = 0.25\%$, $S_+ = 0.10\%$ Auch schwerere Gegenstände werden vom Boden aufgehoben und können zu gefährlichen Geschossen werden. Wohnwagen und Anhänger können umgeworfen werden. Ziegel- und ungesicherte Flachdächer werden teilweise abgedeckt. Geringe bis mittelschwere Schäden an Leichtbauten; erste Schäden an strukturellen Elementen von Massivbauten möglich.	Zahlreiche auch starke und gesunde Äste brechen, insbesondere während der Vegetationszeit (Laubbäume belaubt). Bäume mit Holzfäulen oder sonstigen statisch relevanten Schäden, labile Bäume (ungünstige H/D-Werte, geringes oder flaches Wurzelwerk) oder Bäume auf labilen Böden (Stauwasser beeinflusst oder grundwassernah) werden nahezu immer gebrochen oder entwurzelt. Auch gesunde Bäume können im Falle ungünstiger Stoßrichtungen oder Zeitpunkte der Böen bereits gebrochen oder auf durchweichenden Böden geworfen werden. Während der Zeit des Saftstromes treten an Bäumen mit stabiler Verwurzelung, aber labileren Stämmen häufiger Druckschäden auf.
3	1	Schadensätze: $S_- = 0.80\%$, $S_+ = 0.25\%$ Zahlreiche Wohnwagen und Anhänger werden umgeworfen. Ziegel- und ungesicherte Flachdächer erleiden größere Schäden. Mittelschwere Schäden an Leichtbauten; einzelne Schäden an strukturellen Elementen von Massivbauten. Fahrende Autos werden von der Straße gedrückt.	Zahlreiche Äste, auch starke und gesunde brechen; auch außerhalb der Vegetationszeit, in der Laubbäume unbelaubt sind. Auch stabile und gesunde Bäume werden vermehrt geworfen oder bereits gebrochen. Während der Zeit des Saftstromes sind Druckschäden relativ häufig. Bereits erhebliche Schäden in stabilen Waldbeständen, wobei die stabilsten Individuen, aber auch Zwischen- und Unterständige, die nur wenig Windwiderstand bieten, überwiegend noch stehen bleiben.

4 Klassifikation

T-Skala	F-Skala	Sachschäden	Flurschäden
4	2	Schadensätze: S- = 3.0 %, S+ = 0.80 % Große Schäden an Fahrzeugen und Anhängern. Hohe Gefährdung und Schäden durch herum fliegende Teile. Ganze Dächer werden abgedeckt. Schwere Schäden an Leichtbauten; zunehmend Schäden an strukturellen Elementen von Massivbauten, Einsturz von Giebelwänden möglich.	Auch stabile Bäume oder Waldbestände werden fast immer bzw. vollständig geworfen oder gebrochen. Großkronige Bäume werden, sofern besonders stabil verwurzelt, meistens gebrochen. Sofern Bäume noch stehen bleiben, wird die überwiegende Anzahl der Äste, auch die in unbelaubtem Zustand, abgerissen. Der Anteil an Druckschäden geht zugunsten gebrochener Bäume stark zurück.
5	2	Schadensätze: S- = 10.0 %, S+ = 3.0 % Schwere Schäden an Dächern und Anbauten sowie an Leichtbauten. Weiter zunehmende Schäden an strukturellen Elementen von Massivbauten. Vollständiger Einsturz einzelner Gebäude, vor allem landwirtschaftlich genutzter Konstruktionen und Lagerhallen. Kraftfahrzeuge werden hochgehoben.	Auch stabilste Gehölze, wie Randbäume, Wind erprobte Hecken, Büsche und Feldgehölze werden stark geschädigt oder bereits zerstört; entweder durch Entwurzeln (Herausreißen), Stamm- oder Kronenbruch oder durch Abreißen der überwiegenden Zahl der Äste, insbesondere fast allen Feinreisigs.
6	3	Schadensätze: S- = 30.0 %, S+ = 10.0 % Leichtbauten werden in größerem Umfang zerstört. Schwere Schäden an strukturellen Elementen von Massivbauten. Einsturz einzelner Gebäude. Schwere Kraftfahrzeuge werden hochgehoben und umgeworfen.	Kein heimisches Holzgewächs übersteht - falls der Stamm stehen bleibt - solch einen Sturm ohne schwerste Schäden. Stehen bleibende Bäume werden weitgehend entastet.
7	3	Schadensätze: S- = 90.0 %, S+ = 30.0 % Verbreitet völlige Zerstörung von Leichtbauten und schwere Schäden an Massivbauten. Einsturz zahlreicher Gebäude.	Kein heimisches Holzgewächs übersteht - falls der Stamm stehen bleibt - solch einen Sturm ohne schwerste Schäden. Stehen bleibende Bäume oder Baumteile werden weitgehend entastet, und stellenweise beginnt Entrindung durch umher fliegende Kleintrümmer sowie Sand etc.
8	4	Schadensätze: S- = 100 %, S+ = 60.0 % Schwere Schäden an Massivbauten. Verbreiteter Einsturz von Gebäuden, deren Einrichtung weit verstreut wird. Kraftfahrzeuge werden über große Strecken geschleudert.	Deutliche Entrindung stehen bleibender Baumstämme oder Baumteile durch umher fliegende Kleintrümmer sowie Sand etc.
9	4	Schadensätze: S- = 100 %, S+ = 80.0 % Überwiegend Totalschäden an Massivbauten. Züge werden von den Schienen gerissen.	Totale Entrindung stehen bleibender Baumstämme oder Baumteile durch umher fliegende Kleintrümmer sowie Sand etc.

4 Klassifikation

T-Skala	F-Skala	Sachschäden	Flurschäden
10	5	Schadensätze: S- = 100 %, S+ = 90.0 % Überwiegend Totalschäden an Massivbauten.	Totale Entrindung stehen bleibender Baumstämme oder Baumteile durch umherfliegende Kleintrümmer sowie Sand etc. Ungewöhnliche Schäden wie das Herausreißen und weites Verdriften von starken, aber bereits morschen Wurzelstöcken abgesägter Bäume entstehen.
11	5	Schadensätze: S- = 100 %, S+ = 95.0 % Fast ausschließlich Totalschäden an Massivbauten. Unvorstellbare Schäden entstehen.	Totale Entrindung stehen bleibender Baumstämme oder Baumteile durch umherfliegende Kleintrümmer sowie Sand etc. Ungewöhnliche Schäden wie das Herausreißen und weites Verdriften auch weniger morscher, starker und tief in die Erde reichender Wurzelstöcke abgesägter Bäume entstehen.

Tabelle 4.2: Typische Sturmschäden in Mitteleuropa als Funktion der T- und F-Skala [39]

Fujita damage class	f0	f1	f2	f3	f4	f5
loss ratio (%)	0.1	1	10	50	90	100
degree of damage ↓ damage indicator	light roof damage	significant roof damage	roof gone	walls partly collapsed	largely blown down	blown away
weakest outbuilding	F0+	F0+	F1-	F1-	F1+	F2-
outbuilding	F0+	F1-	F1+	F2-	F2+	F3-
strong outbuilding/ weak framehouse	F0+	F1+	F2- 10	F3- 12	F3+	F4-
weak brick structure/ strong framehouse	F1- 8	F1+ 9	F2+ 11	F3+ 13	F4- 14	F5 16 17
strong brick structure	F1-	F2-	F3-	F4- 15	F5	F5
concrete building	F1-	F2+	F3+	F4+	F5	F5

Abbildung 4.1: Matrix der Fujita-Skala und der Gebäudestruktur in Mitteleuropa[16]

5 Auftreten in europäischen Ländern

5.1 Statistische Bearbeitung

In diesem Kapitel werden die Daten, welche von European Severe Storms Laboratory (ESSL) zur Verfügung gestellt wurden, verarbeitet. Einerseits wurden die Tornadoereignisse an sich, andererseits wurden Begleiterscheinungen wie zum Beispiel Trichterwolke und Böenfrontwirbel in den einzelnen Ländern geographisch dargestellt. Es wurde darüber hinaus versucht, die synoptischen Charakteristika der einzelnen Länder festzustellen.

Zu Beginn der statistischen Untersuchung wird noch auf die Daten und deren Qualität eingegangen. Dies soll dem Leser die Interpretation der Graphiken der jeweiligen Verteilung der Erscheinungen im betreffenden Land erleichtern. ESSL wertet alle Berichte aus und fasst diese dann gegebenenfalls zusammen. Wenn ein Beobachter einen Tornado sieht und diesen dann meldet, wird er sogleich in die Datenbank aufgenommen. Sehen hingegen mehrere Leute aus der Bevölkerung einen Tornado und melden ihn, wird dies nur als ein „Event“ eingetragen. Diese Entscheidung wird durch genaue Überprüfung der Stärke aus Schäden oder Filmmaterial, sowohl privates als auch aus den Medien, dem Ort und der Dauer des Phänomens getroffen. Um sich sicher zu sein, dass auch nur ein Tornado tatsächlich vorhanden war, ist die genaue Ortsbeschreibung beziehungsweise auch der Blickwinkel der Person von Wichtigkeit. Hingegen werden alle anderen Erscheinungen, wie zum Beispiel Starkregen, Hagel, Starkwinde, Trichterwolken, Böenfrontwirbel und auch Staubeufel als Event eingetragen, sprich mehrere Beobachtungen werden als mehrere Events in die Datenbank aufgenommen. Die Qualität der Daten und deren Vollständigkeit ist besonders seit der Gründung von TorDACH stark gestiegen.

TorDACH ist ein 1997 gegründetes Netzwerk von mehr als 30 Wissenschaftlern verschiedener Fachrichtungen und Laien, die Informationen in erster Linie zu Tornados, Wasserhosen und Gewitterböen in den Ländern Deutschland, Österreich und Schweiz sammelte. Hagel, Sturzfluten, Böenfrontwirbel, Blindtromben und Blitze waren ebenfalls von Interesse. Das Ziel war eine belastbare und vollständige Klimatologie dieser lokalen Unwetter in jedem der drei Länder (Deutschland, Österreich und Schweiz). Nach etwa 10 Jahren ehrenamtlicher Arbeit war dieses Ziel erreicht¹.

European Severe Storms Laboratory ist 2006 von europäischen Wissenschaftlern gegründet worden und setzt die Arbeit von TorDACH, allerdings europaweit, fort. Ihre Homepage

¹<http://www.tordach.org/>

(www.essl.org) zeigt aktuelle Vorkommnisse und jeder User kann auch bestimmte Daten und Erscheinungen auswählen und diese dann anzeigen lassen.

Die Darstellungen in allen folgenden Graphiken beinhalten Tornados/Wasserhosen (rote Dreiecke), Trichterwolken (weiße Dreiecke) und Böenfrontwirbel (rosa Dreiecke).

5.1.1 Klimatologische und geographische Verteilung in Europa

Die Datenbank von ESSL reicht bis in das Jahr 1515 zurück. Die folgenden Graphiken wurden in Jahrhunderte unterteilt. Die unterschiedliche Skalierung der Ordinaten muss berücksichtigt werden. Es ist auffällig, dass es immer wieder geblockt Jahre gibt, wo mehrere Beobachtungen gemacht wurden. Entweder war zu diesen Zeiten tatsächlich mehr Aufkommen oder die Bevölkerung hat dem Thema mehr Beachtung geschenkt. Leider kann man da keine korrekte wissenschaftliche Aussage treffen, da die Lücken zu groß sind und die beobachtete Menge viel zu gering ist. Es soll aber gezeigt werden, dass auch schon im 16. Jahrhundert Interesse vorhanden war. Damals hatten die Menschen noch keine Wetterdienste, die sie vor den drohenden Naturereignissen warnten. Die Möglichkeit zur Verbreitung der Informationen war früher sehr eingeschränkt und die Bildung der breiten Bevölkerung war auch sehr niedrig. Einerseits wurden in verschiedenen Kulturkreisen religiöse Hintergründe vermutet, andererseits konnten die einfachen Leute weder schreiben noch lesen.

Betrachtet man aber die Aufzeichnungen von Beginn weg bis in unser Jahrhundert, nehmen die dokumentierten Ereignisse zu. Der Grund liegt generell im Aufschwung der Wissenschaften. Anfang des 17. Jahrhunderts wurden einige meteorologische Messgeräte erfunden und die Elektrizität wurde entdeckt. Die Neugierde für Experimente war geweckt und deren objektive Wiederholbarkeit wurde ein primäres Ziel der Physik.

In den letzten Jahrhunderten gab es immer wieder wissenschaftliche Durchbrüche, die die Welt revolutionierten. Einige Erfindungen wie zum Beispiel das Barometer, der Blitzableiter, die Ballonfahrten, der Telegraph, der Computer, das Internet und die moderne Modellrechnung gehören zur Weiterentwicklung dazu. Gerade in Mitteleuropa gab es einige herausragende Menschen, die sich mit den unterschiedlichsten Problemen beschäftigten. Viele von ihnen haben sich auch mit der Vorhersagbarkeit des Wetters beschäftigt. Daher ist der heutige Entwicklungsstand den damaligen Wissenschaftlern zu verdanken und es liegt an der heutigen Generation, den Fortschritt weiter voran zu treiben.

5 Auftreten in europäischen Ländern

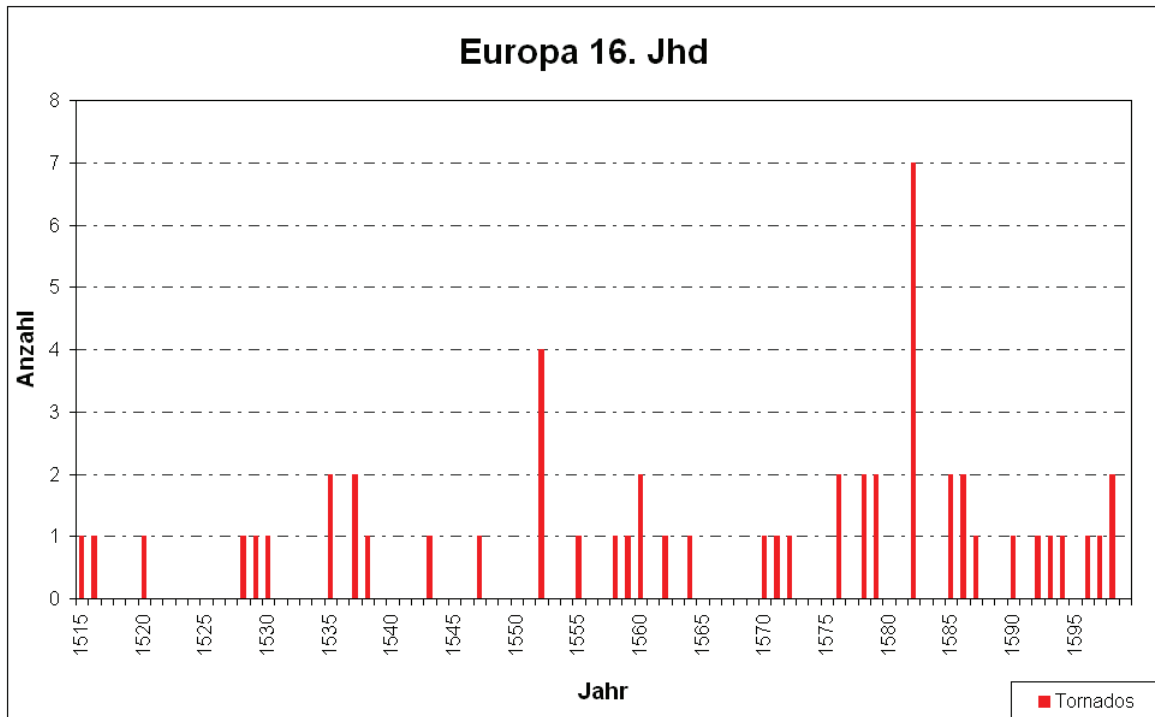


Abbildung 5.1: Jährliche Anzahl von Tornados im 16. Jahrhundert

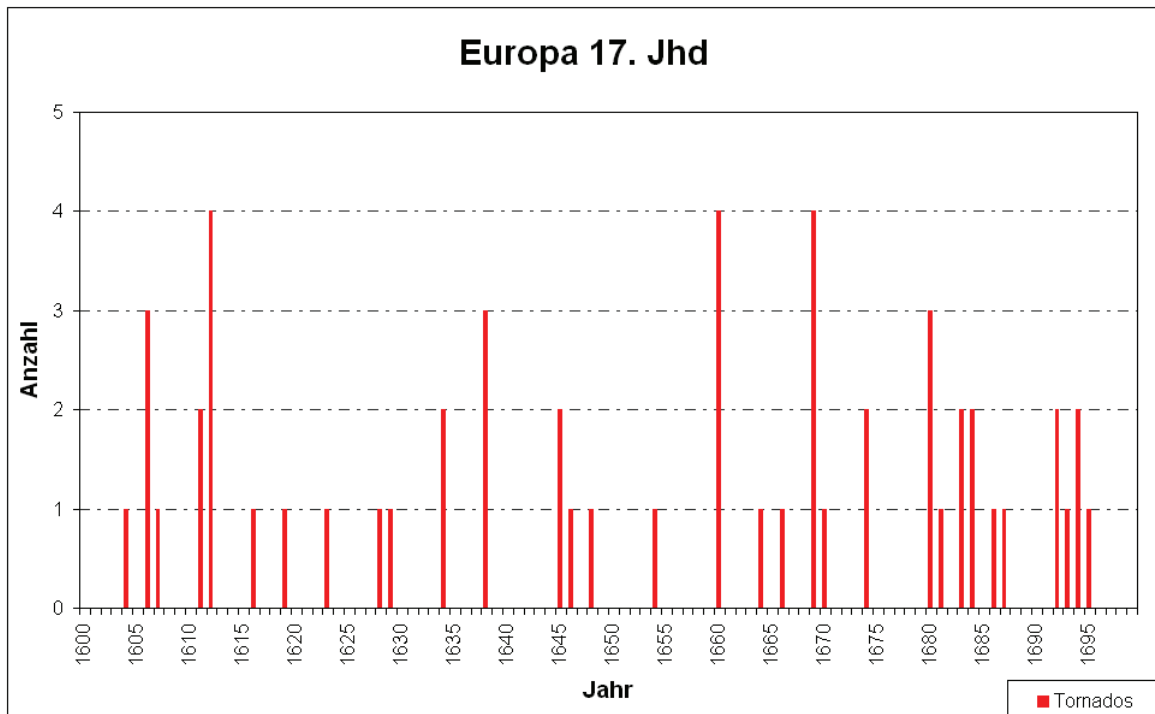


Abbildung 5.2: Jährliche Anzahl von Tornados im 17. Jahrhundert

5 Auftreten in europäischen Ländern

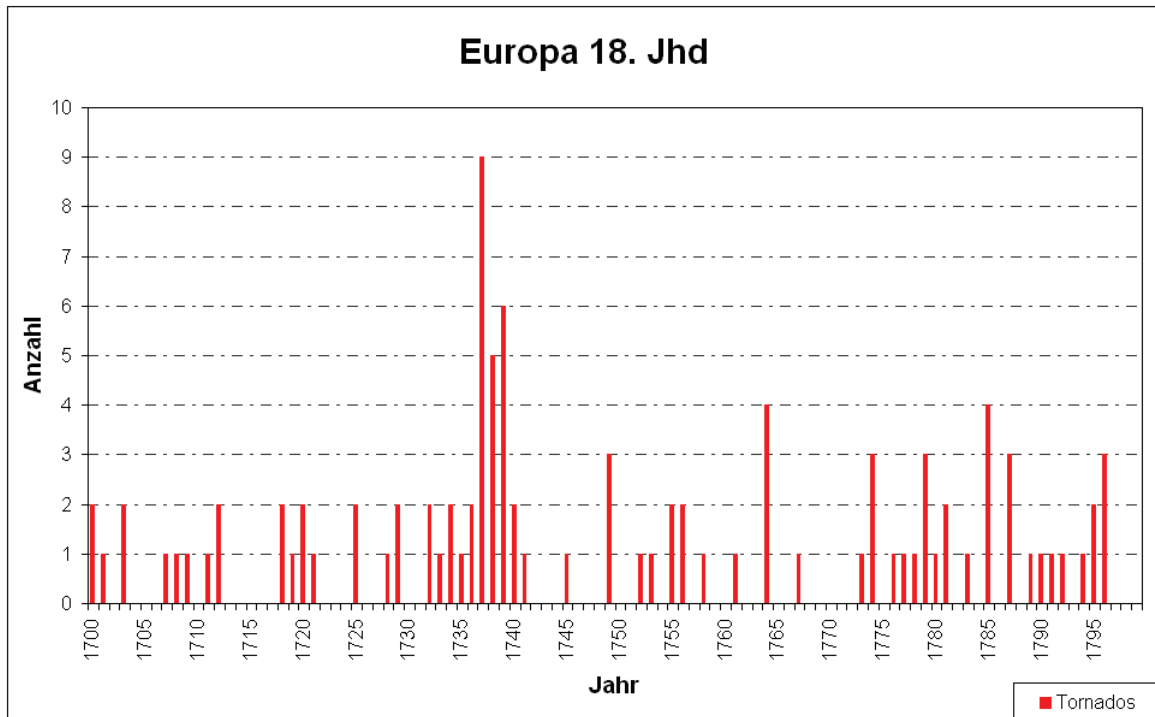


Abbildung 5.3: Jährliche Anzahl von Tornados im 18. Jahrhundert

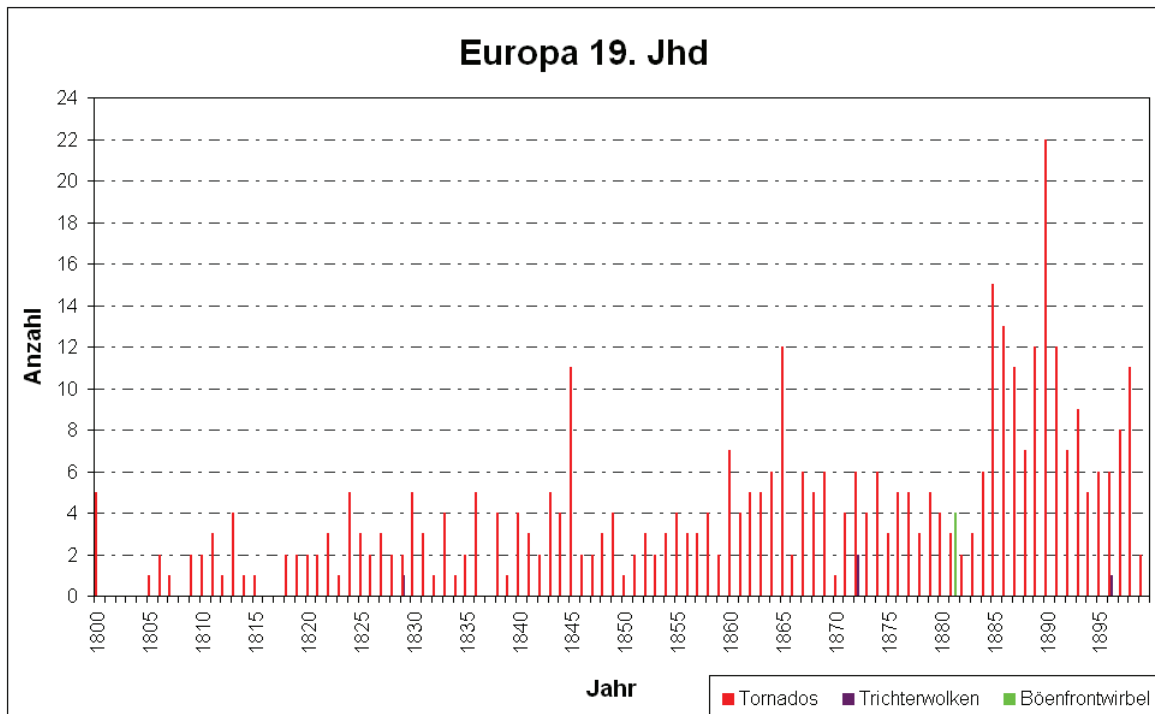


Abbildung 5.4: Jährliche Anzahl von Tornados im 19. Jahrhundert

5 Auftreten in europäischen Ländern

Man kann laut der Abbildung 5.5 große Lücken zu den Zeiten beider Weltkriege ausmachen, da salopp gesagt, die Menschen andere Probleme hatten, als ihr Interesse den Naturwissenschaften zu widmen. Zusätzlich waren ohnehin die Städte von den Bomben zerstört und man hätte eine Verwüstung auf natürlicher Basis nicht feststellen können.

Das 20. Jahrhundert reicht nur bis zum Jahr 1996. Erst nach der Gründung von TorDACH haben die Datensätze realistische Werte erreicht. In Abbildung 5.6 erkennt man einen steilen Anstieg der Dokumentationen und ab dem 1.1.2006 kann man davon ausgehen, dass die Dunkelziffer in ganz Europa nur noch gering ist.

Das Jahr 2011 ist nur bis zum zehnten August eingetragen, deshalb wird die Anzahl der Ereignisse bis Jahresende mit ziemlicher Sicherheit noch ansteigen.

Schaut man sich nun die europäischen Karten an, erkennt man auf einen Blick, wo die Konzentration am größten ist. Es wurden die drei Ereignisse getrennt dargestellt, weil die Tornados als schwerwiegendste Ereignisse die anderen Symbole überdeckt hätten. Man sieht in Abbildung 5.9, dass es in den Ländern Spanien und Italien keine Aufzeichnungen über Böenfrontwirbel gibt. Das kann bedeuten, dass es tatsächlich keine Vorkommnisse gab oder dass niemand diese Art richtig deuten konnte.

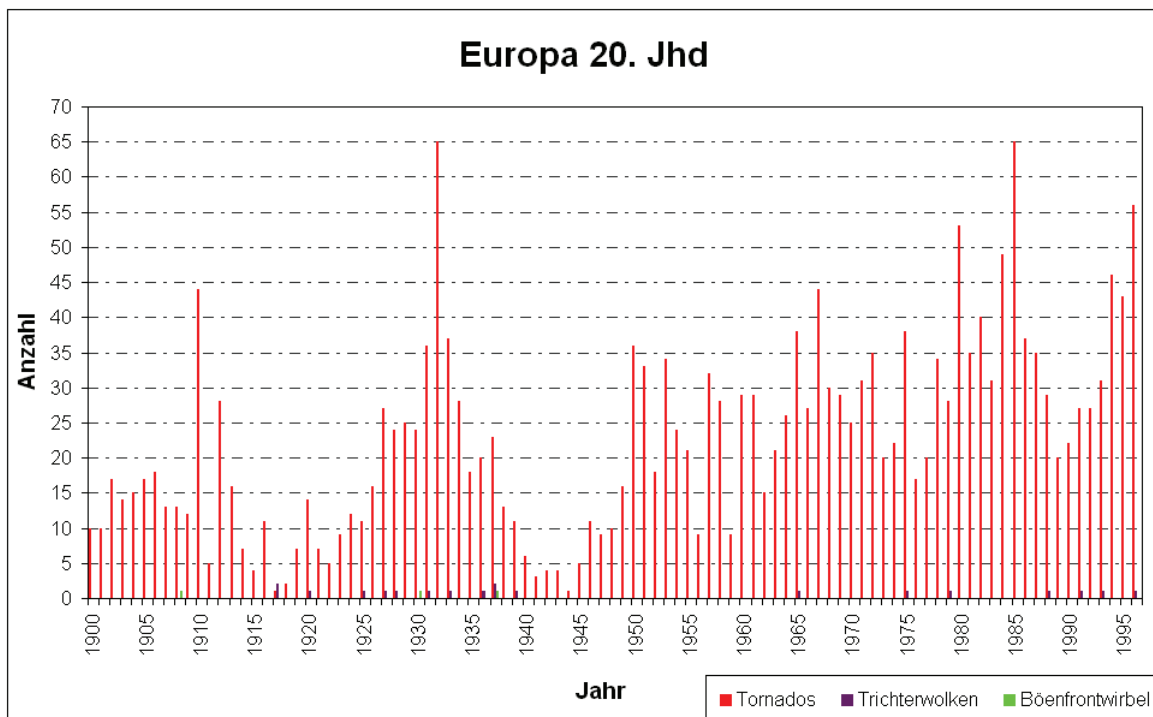


Abbildung 5.5: Jährliche Anzahl von Tornados im 20. Jahrhundert

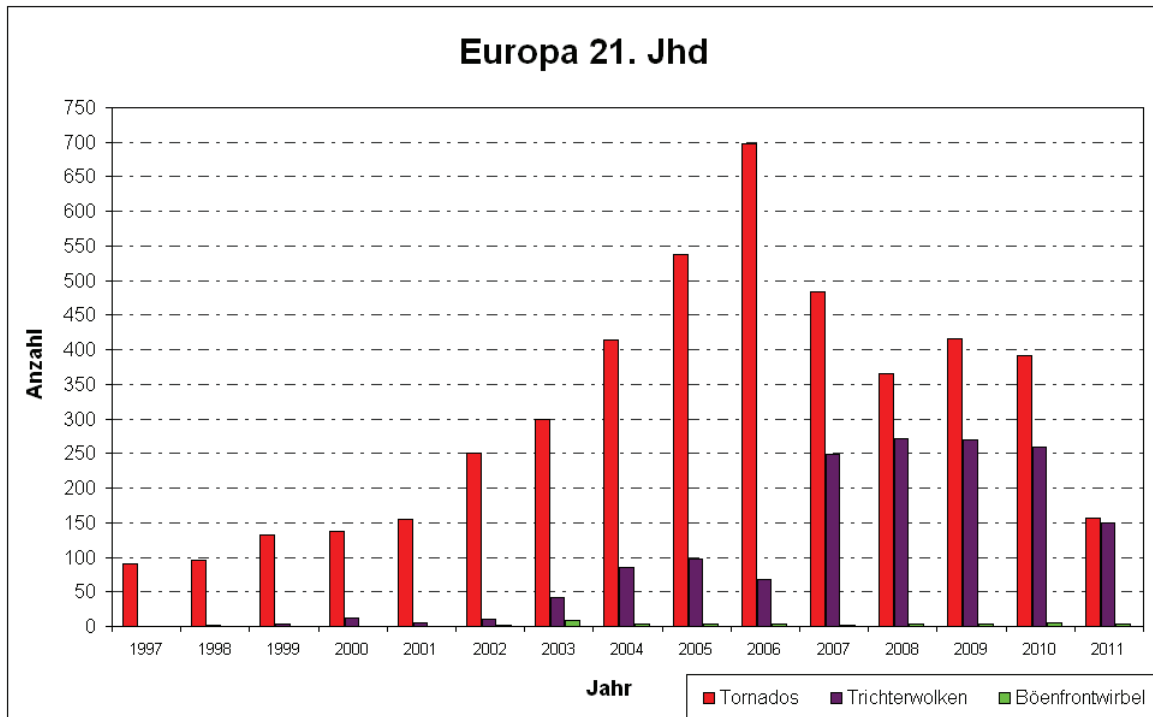


Abbildung 5.6: Jährliche Anzahl von Tornados im ersten Jahrzehnt des 21. Jahrhunderts

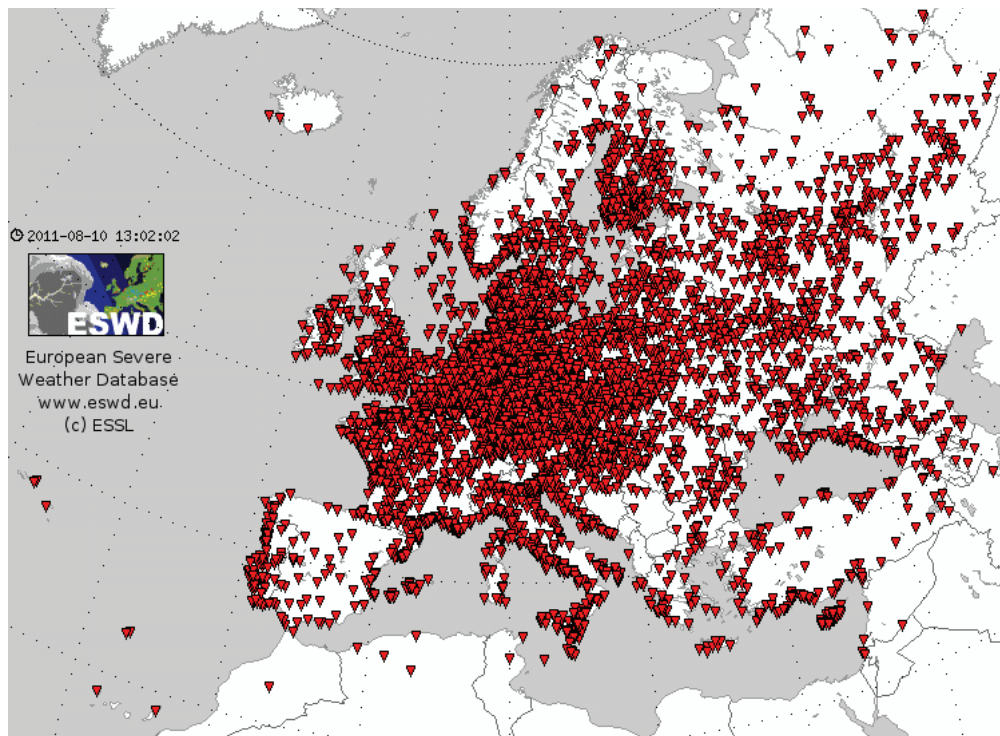


Abbildung 5.7: Tornado-Sichtungen in Europa ab 1515 bis 10.8.2011 [ESSL]

5 Auftreten in europäischen Ländern

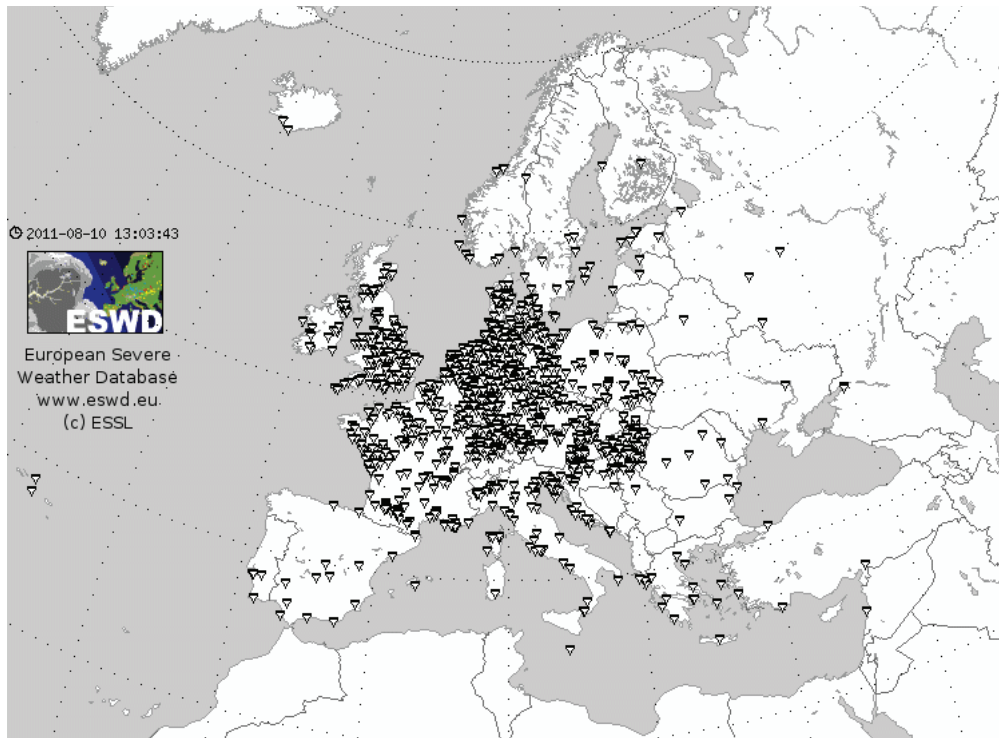


Abbildung 5.8: Trichterwolke-Sichtungen in Europa ab 1515 bis 10.8.2011 [ESSL]

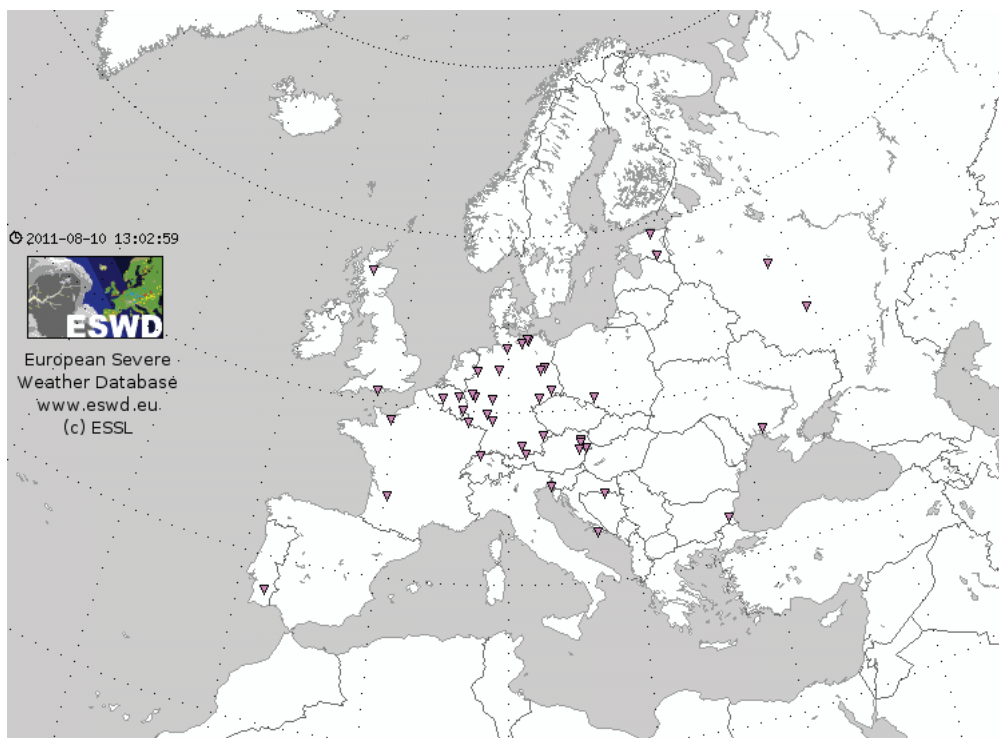


Abbildung 5.9: Böenfrontwirbel-Sichtungen in Europa ab 1515 bis 10.8.2011 [ESSL]

5.1.1.1 Österreich

Insgesamt sind 220 Fälle von erwähnten Wettererscheinungen in der Datenbank enthalten, welche von 1515 beginnend bis einschließlich 10.8.2011 ca. 12 UTC eingetragen sind, wobei davon 180 Fälle den Tornados zuzuordnen sind.

In Abbildung 5.10 erkennt man auf einen Blick, dass sich die Tornados meist um den Alpenraum bilden. Ein Grund für deren große Anzahl im östlichen Flachland ist die gegebene Topographie. Die Alpen wirken als Barriere für die niedrigen kalten Luftmassen aus Nordwesten, während von Südosten die niedrigen warmen und feuchten Luftmassen aus dem Mittelmeer vordringen können. Daher entsteht eine große Windscherung, welche für die Bildung von Superzellen notwendig ist, sodass daraus Tornados hervortreten können. Aufgrund der Topographie ist auch die Steiermark des öfteren von Hagelstürmen betroffen (vgl. [22]).

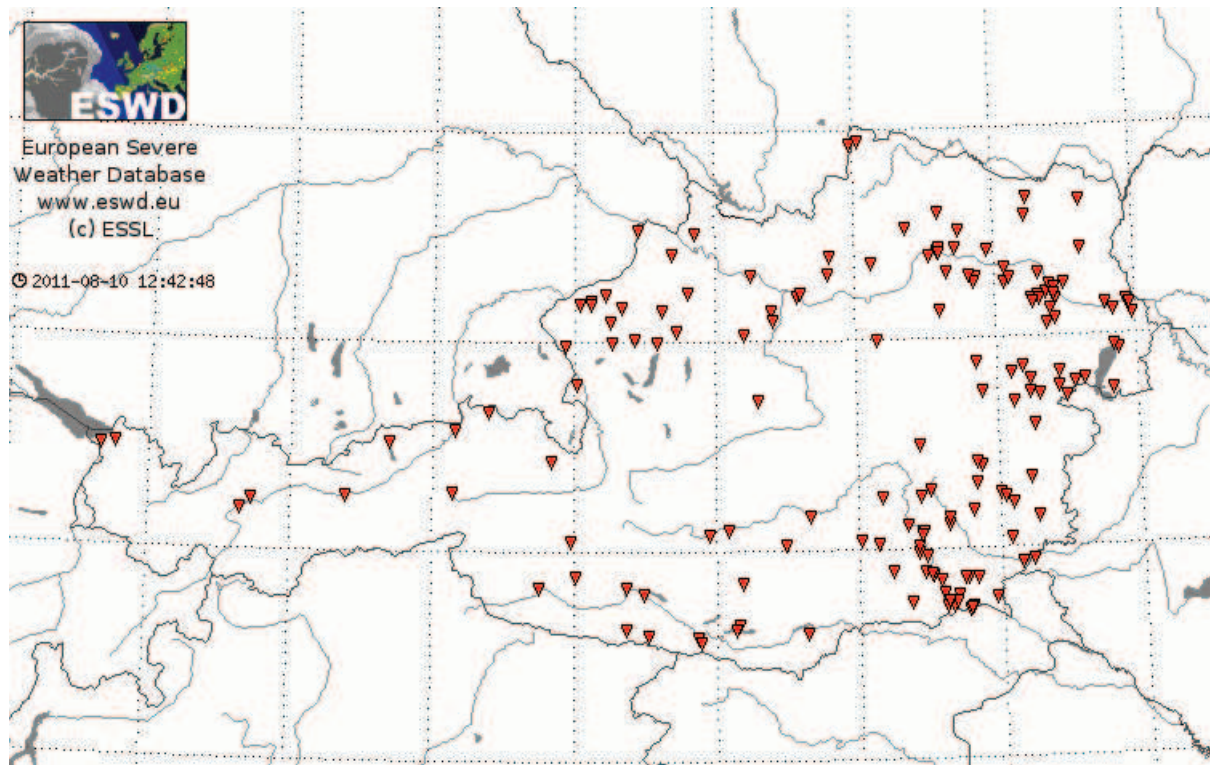


Abbildung 5.10: Tornado-Sichtungen in Österreich [ESSL]

In Abbildung 5.11 sind die Trichterwolken und Böenfrontwirbel eingetragen, allerdings sind die Vorkommnisse deutlich geringer. In der geographischen Verteilung passen sie sich jenen der Tornados gut an.

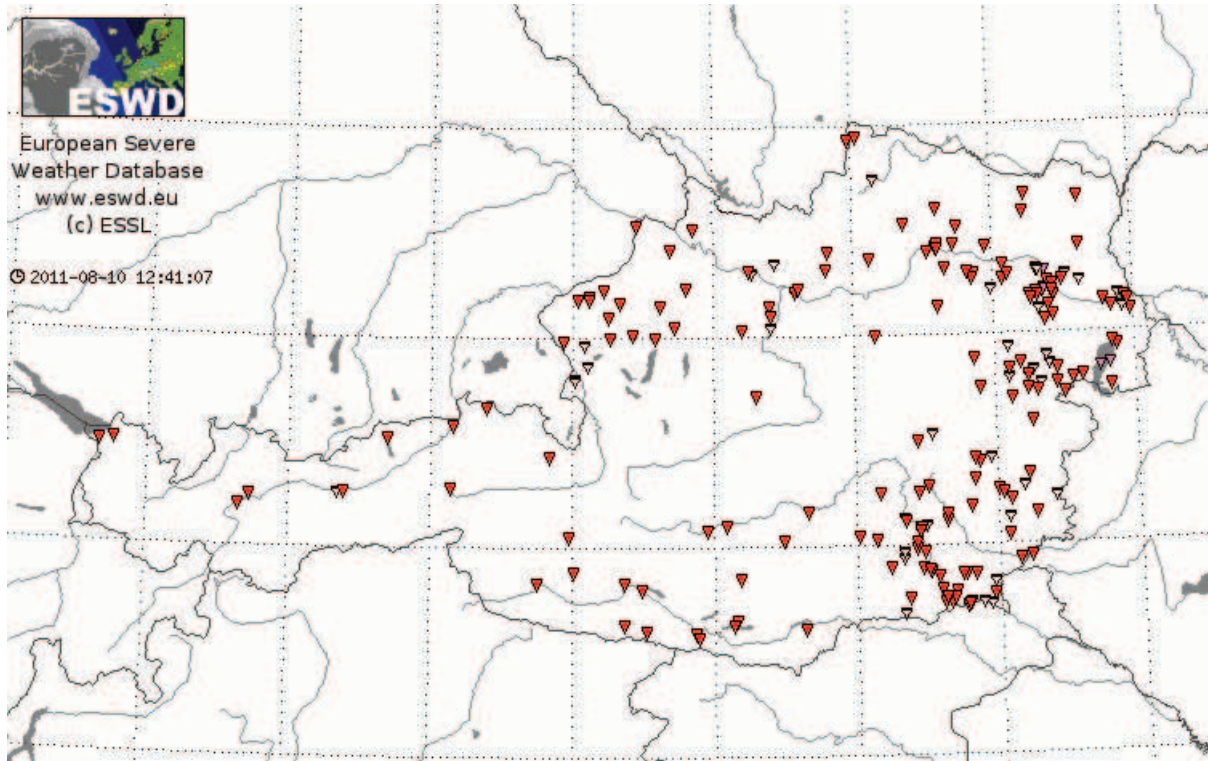


Abbildung 5.11: Tornado-, Böenfrontwirbel-, Trichterwolke-Sichtungen in Österreich [ESSL]

In der unten angeführten Graphik sind alle Starkwinde, die es gibt, seit Beginn der Aufzeichnungen in Österreich angeführt. Leider ist nicht jede Erscheinung in der F-Skala beziehungsweise in der T-Skala vollständig eingetragen. Besonders in den früheren Jahrhunderten sind die Lücken recht groß. Der Grund dafür ist die noch geringere Bevölkerungsdichte und deren Verteilung im Land. Eher starke Tornados, welche nachhaltige Konsequenzen für die Menschen hatten, wurden schriftlich dokumentiert und geben einen BIAS in Richtung der Städte wieder. Daher ist unbedingt zu beachten, dass die jährliche Zeitreihe (Abbildung 5.13) kein Spiegel der globalen Erwärmung, sondern lediglich des Interesses und der Beobachtung der Ereignisse ist. Nur weil niemand einen Tornado gesehen hat, heißt das noch lange nicht, dass keiner vorhanden war. In den siebziger und achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts war ebenfalls geringes Interesse vorhanden, die Datensätze zu vervollständigen. Die Trichterwolken sind erst seit 1998 beobachtet worden. Dies kann in der Unkenntnis der Menschen liegen oder aber auch in den nicht vorhandenen Schäden begründet sein. Auch Böenfrontwirbel sind laut dem Diagramm eher eine Seltenheit.

In Österreich sind überwiegend die schwächeren Tornados vorherrschend. Der einzige mögliche F4-Tornado ist mit aller Wahrscheinlichkeit nach jener aus Wiener Neustadt am 10. Juli 1916. Einige Wissenschaftler würden daher aufgrund der dokumentierten Schadensbilder die Klassifizierung von derzeit F3/T7 auf F4 hinaufstufen.

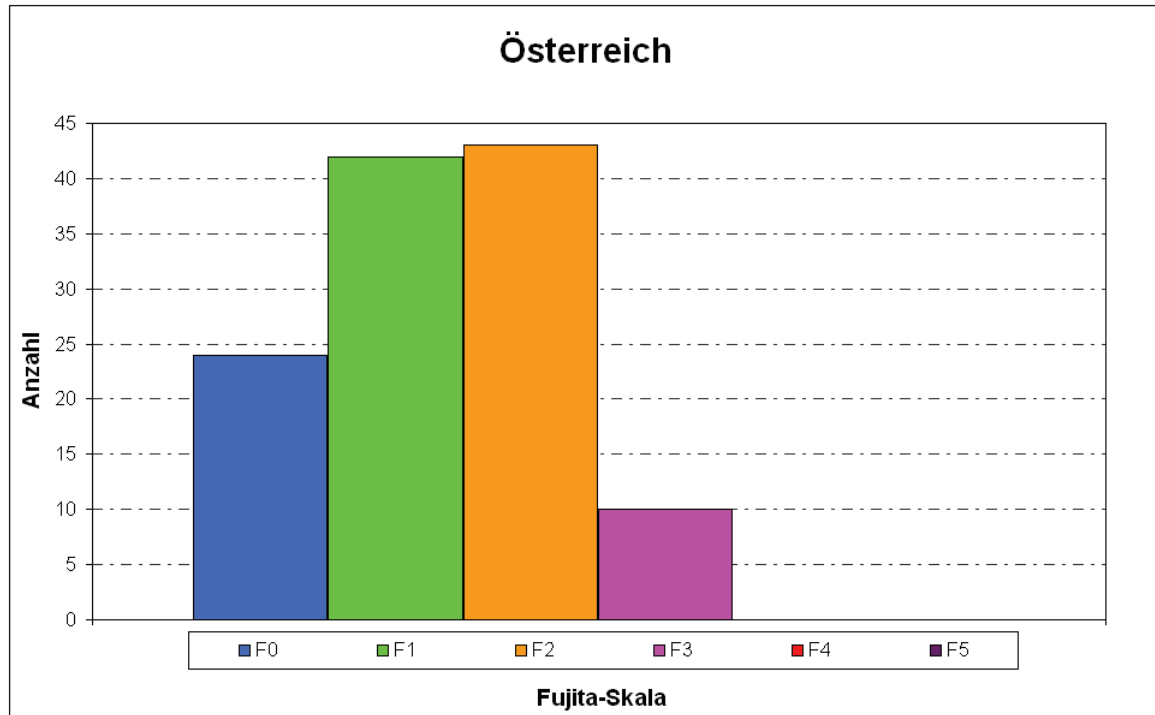


Abbildung 5.12: Klassifizierte Starkwind-Ereignisse in Österreich

Abgesehen von der Fujita-Einteilung sind die anderen Diagramme alle erst ab dem Jahr 1950 bis einschließlich den 10.8.2011 gemacht worden. Die Aussage bezüglich dem Jahr 2011 ist mit aller Vorsicht zu treffen, da das Jahr noch nicht vollständig zum Zeitpunkt der Auswertung der Daten vergangen ist. Daher sind teils starke Einbrüche im Vergleich zu den Jahren davor herauslesbar.

In der Monatsverteilung kann man eine gleichmäßige Gaußkurve erkennen. Dies rührt daher, dass in den Sommermonaten mehr Konvektion stattfindet und daher auch vermehrt Superzellen auftreten können. Diese Verteilung der Vorkommnisse entspricht der gemäßigten Klimazone. Im Winterhalbjahr sind Tornados oft mit kräftigen Kaltfronten innerhalb eines Sturmtiefs verbunden.

Die beobachtete Häufigkeit von Trichterwolken hat ab dem Jahr 2009 die Tornadohäufigkeit überholt, was aber nicht wundern sollte, da einerseits die Trichterwolke eine beginnende Rotation innehat aber den Bodenkontakt nicht herstellen konnte. Andererseits sind gerade in den letzten Jahren bei verdächtiger Gewitterlage vermehrt Stormchaser unterwegs und dokumentieren auch unter anderem den Wolkenfortsatz, selbst wenn dieser keinen Schaden verursacht hat.

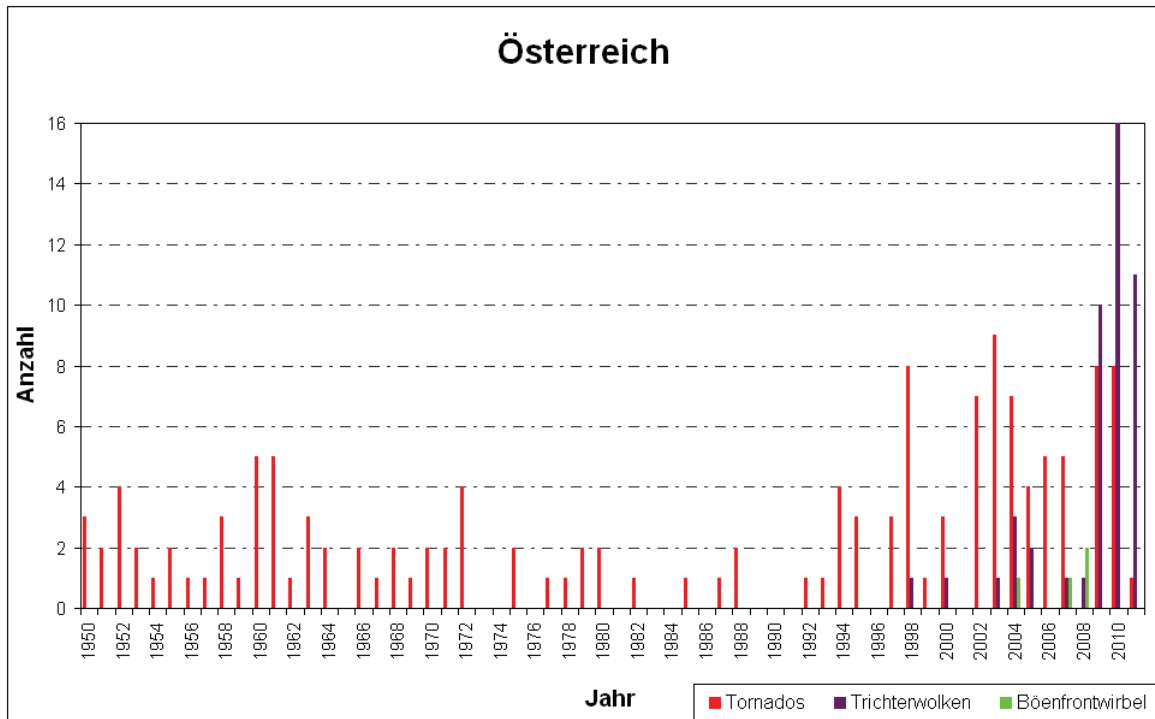


Abbildung 5.13: Jährliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

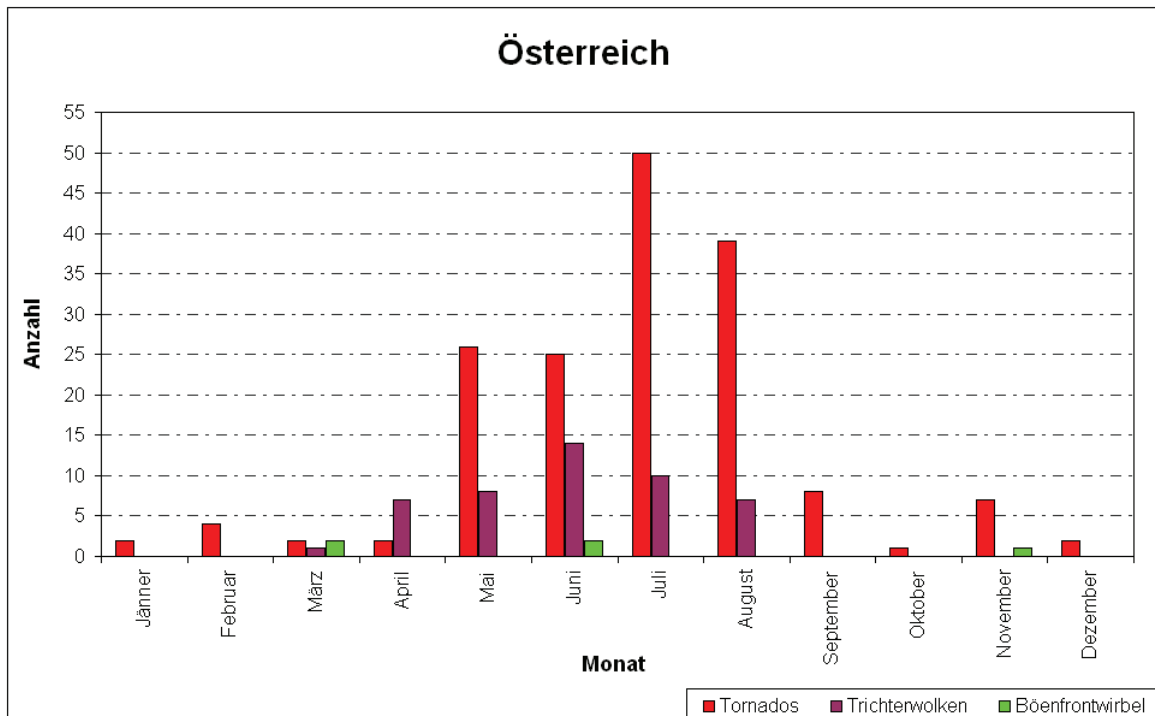


Abbildung 5.14: Monatliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

5 Auftreten in europäischen Ländern

Auch in der Tagesverteilung ist eine Gaußkurve mit bevorzugter Uhrzeit um 12 UTC entstanden. Ob dieser Peak wirklich der Wahrheit entspricht ist fragwürdig, denn die Tendenz von Superzellen ist eher am Nachmittag häufiger.

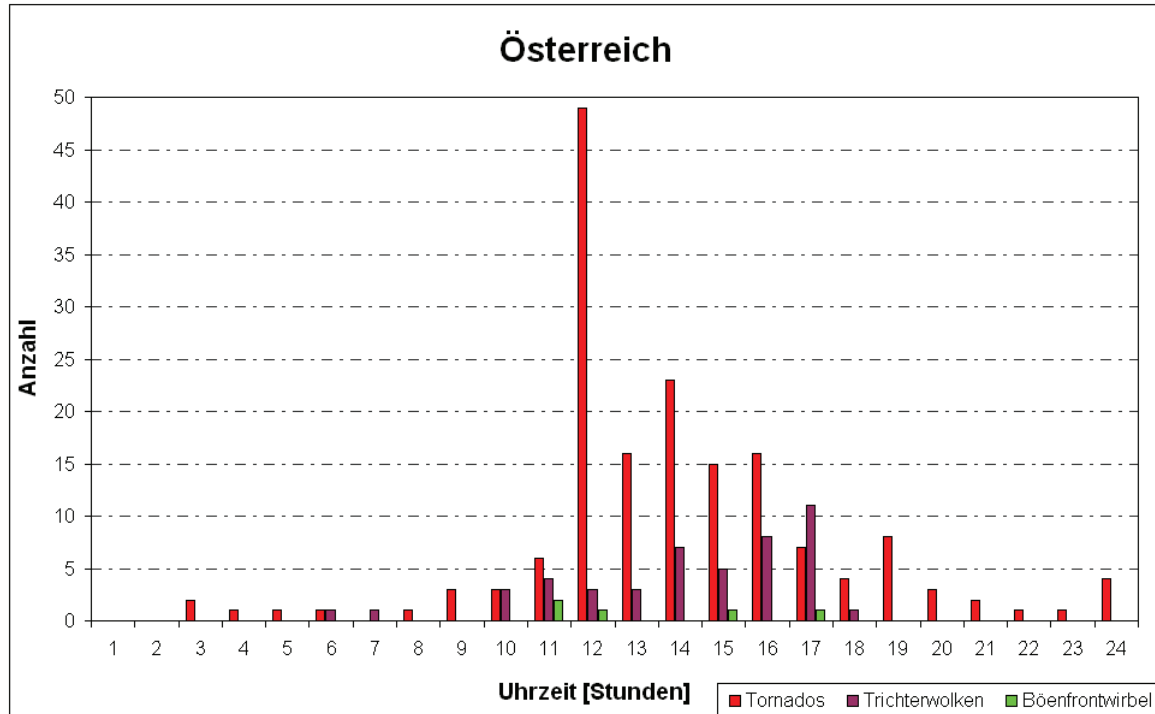


Abbildung 5.15: Tagesverteilung von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

5.1.1.2 Deutschland

Laut Dotzek ist die Dichte der Beobachtungen im Osten Deutschlands jenseits des ehemaligen Grenzverlaufs der DDR wesentlich geringer als im Westen. Lediglich der Berliner Raum macht eine deutliche Ausnahme. Die Topographie im Westen und Osten Deutschlands ähnelt sich aber zu sehr, daher kann die Inhomogenität vor 2006 nicht auf die Bodenbeschaffenheit zurückgeführt werden. Die Datensätze sind ab dem Jahr 2006 bezogen auf West- und Ostdeutschland homogenen Musters. Am Bodensee gibt es eine große Anzahl an Wasserhosen, weil generell Nicht-Superzellentornados zu vermehrter Bildung von Wolkenrüsseln neigen, die gleichzeitig oder nacheinander auftreten können (vgl. [14]).

Häufungsgebiete von Tornados in Mittelgebirgsregionen werden offenbar in entscheidender Weise von der komplexen Geländestruktur mit verursacht, die lokale Variationen von Hebung und Windscherung erzeugt. Bereits in Norddeutschland ergibt sich eine gewisse Tendenz zur Ballung der Ereignisse im Bereich der ersten flachen Hänge von Wiehen- und Wesergebirge sowie am Teutoburger Wald. Auch am Rand des Harzes findet man dafür Indizien. Die genannte erforderliche Windzunahme und Drehung mit der Höhe kann schließlich nicht nur durch starke Höhenwinde verursacht werden, sondern auch durch eine bodennahe Ablenkung und Verzögerung der Luftströmung [14].

Eine „Tornado Alley“ ist durch eine Häufung von Tornados geprägt. Der Oberrheingraben, welcher zwischen Vogesen, Pfälzer Wald und dem Schwarzwald liegt, entspricht diesem Charakter. Dieses Tal erstreckt sich von Süden in den Norden und ermöglicht schon in den frühen Morgenstunden den Transport feuchter und warmer Luft. Bei Südwestlagen wird in Bodennähe oft energiereiche Luft aus dem Elsas ins Tal advehiert und erhöht den Betrag des vertikalen Temperaturgradienten. Die Konvektion wird verstärkt und durch die Topographie kommt es zu Windscherung von Süd bis West, die die Voraussetzungen für schwere Gewitter verbessert. (vgl. [14]).

In Abbildung 5.17 wurde die Darstellung so gewählt, dass keine politischen Grenzen sichtbar sind, da sich das Klima ohnehin nicht daran hält. Man erkennt, dass in alle Himmelsrichtungen eine realistische Häufung der Wetterereignisse eingetragen ist. Lediglich an der polnischen Küste sind die Daten wahrscheinlich stark unterrepräsentiert.

Im jährlichen Zahlenstrahl sieht man ebenfalls, dass die Häufigkeit der Trichterwolke deutlich ab dem Jahr 2007 zugenommen hat. Die Gründe dafür sind die gleichen wie in Österreich.

Im Diagramm der Klassifizierung hat die Stärke F1 eine deutliche Mehrheit, allerdings wurden in Deutschland 11 F4 und sogar 2 F5 Fälle dokumentiert. Der eine verheerende Tornado ereignete sich am 29.6.1764 in Brandenburg nahe Woldegk und Helpt mit einer QC2-Qualitätssicherung. Das bedeutet, dass das Ereignis vollständig verifiziert wurde und die angegebenen Quellen alle auf Plausibilität geprüft wurden. Der zweite Tornado wurde am 23.4.1800 in Sachsen nahe Hainichen und Arnsdorf ebenfalls mit der Qualität QC2

dokumentiert.

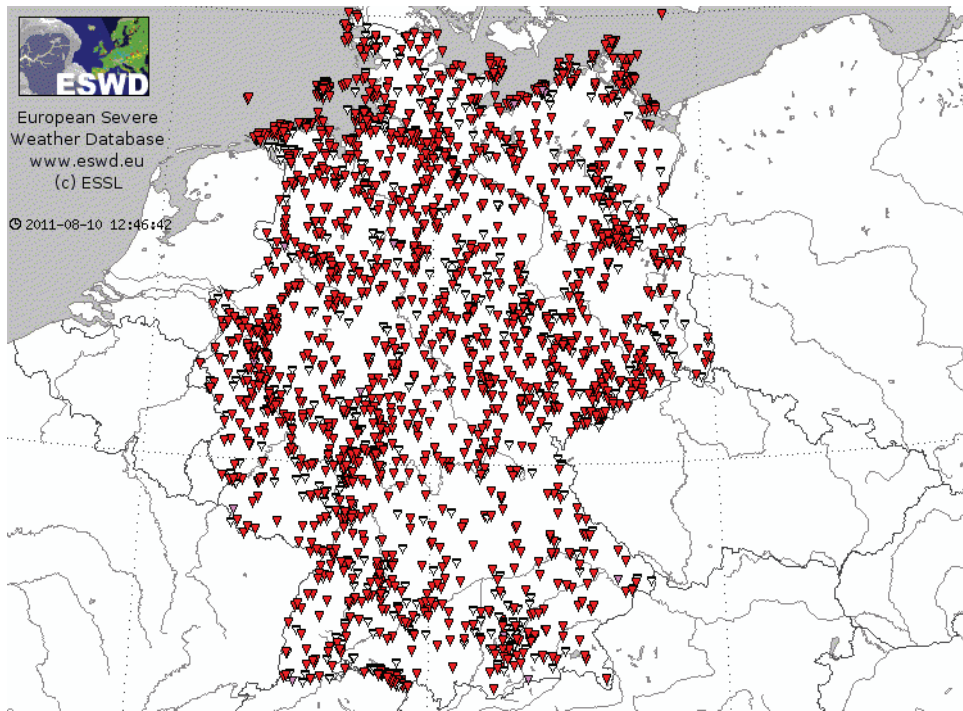


Abbildung 5.16: Tornado-, Böenfrontwirbel-, Trichterwolke-Sichtungen in Deutschland [ESSL]

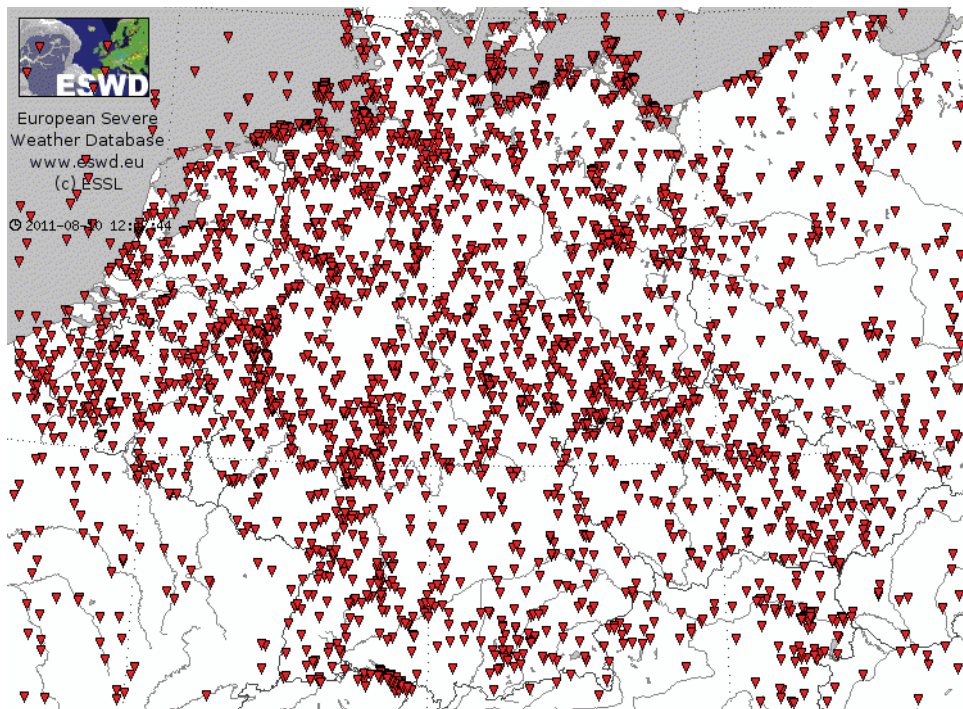


Abbildung 5.17: Tornado-Sichtungen in Mitteleuropa [ESSL]

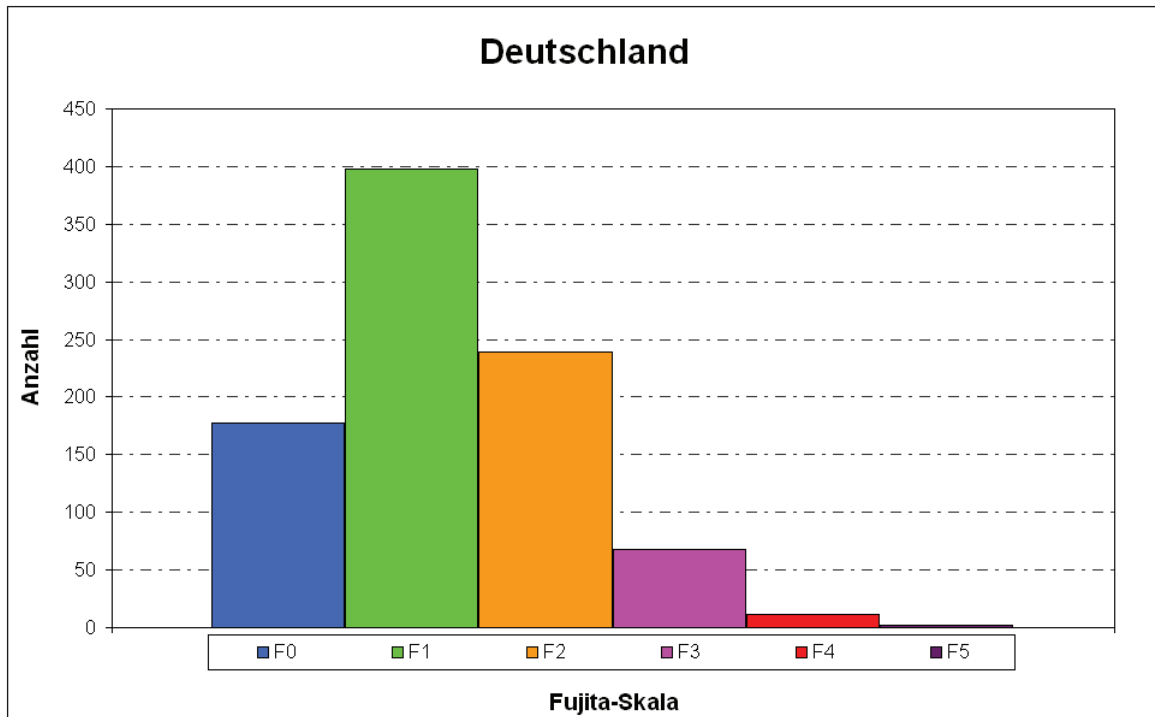


Abbildung 5.18: Klassifizierte Starkwind-Ereignisse in Deutschland

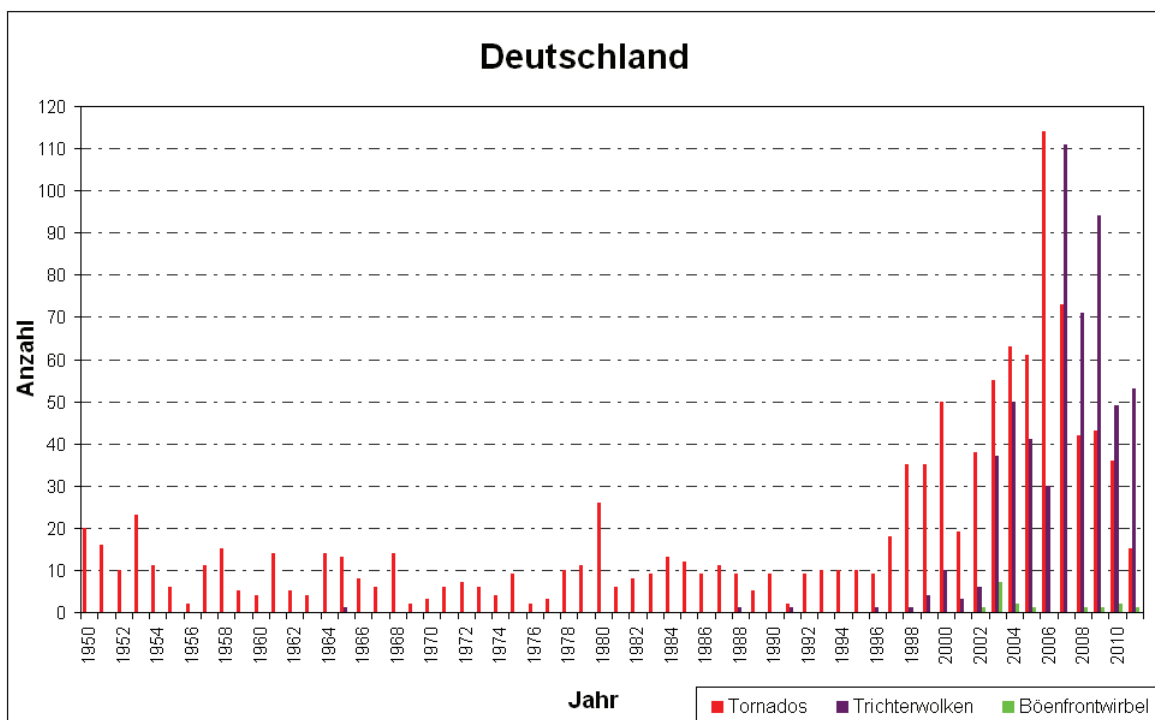


Abbildung 5.19: Jährliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

Der Jahresgang (Abbildung 5.20) zeigt ein Maximum im Juli dicht gefolgt vom August. Zwei Drittel aller Fälle ereignen sich in den Sommermonaten und nur einige wenige im

Winterhalbjahr.

Die klimatische Zone ähnelt jener von Österreich sehr, nur die Anzahl der Wasserhosen ist bei weitem größer. Dies ist aufgrund der geographischen Verteilung des Bodensees und der Küstengebiete gegeben.

Die Monate Juli und August stellen darüber hinaus die wahrscheinlichste Zeitspanne für das Auftreten von Wasserhosen dar. Diese bilden sich nicht nur über der Nord- und Ostsee, sondern auch über großen Binnenseen. Der Bodensee ist hierfür das hervorstechendste Beispiel. Im Hochsommer erreichen die Wasseroberflächentemperaturen ihr Maximum und sogar schon eine zügige hochreichende Kumulus-Entwicklung (Cu cong.) kann genügen, in ansonsten ruhigem Wetter eine Wasserhosenbildung einzuleiten. In diesem Fall wird es sich meist um Nicht-Superzellentornados handeln, denen nur ein vermindertes Schadenspotential innewohnt [14].

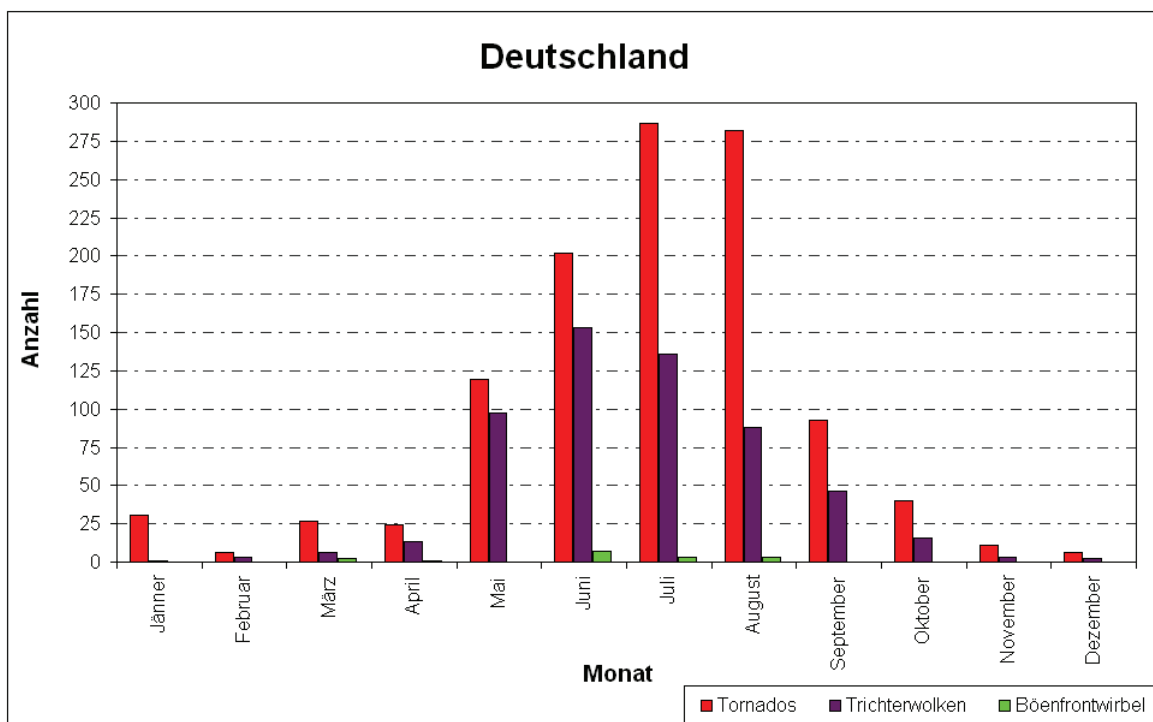


Abbildung 5.20: Monatliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

Bei der stündlichen Verteilung der Phänomene fällt das Maximum bei 12 UTC auf. Dies unterliegt eher einem systematischen Fehler (Ursache ist unklar) als einem physikalischen Grund. Die meisten liegen in den fünfziger und Anfang der sechziger Jahre des vorigen Jahrhunderts. Die steigende Tendenz am Nachmittag entspricht wieder der gemäßigten Klimazone. Die vormittäglichen Erscheinungen sind auf die Wasserhosenaktivität zurückzuführen und ein physikalisches Argument ist laut Dotzek folgendes.

Über Wasserflächen, mehr noch über großen Binnenseen als über dem Meer, wird sich der größte Temperaturunterschied zwischen Wasseroberfläche und atmosphärischer

Grenzschicht etwa zur Zeit des Sonnenaufgangs einstellen. Die daraus resultierende labile, feuchte Grundsicht wird sehr empfindlich auf einen konvektiven Antrieb durch Kumulus- Entwicklung in höheren Schichten reagieren. Zusätzlich bedingt ein sich nachts bildender Landwind einer Land- Seewind Zirkulation an der Grenze seines Einflusses über der Wasseroberfläche die Ausbildung von Konvergenzlinien. In diesen können sich flache Wirbel mit vertikaler Achse bilden, die im Verbund mit dem Aufwind unter kräftigen Kumuli zu Nicht-Superzellentornados führen können [14].

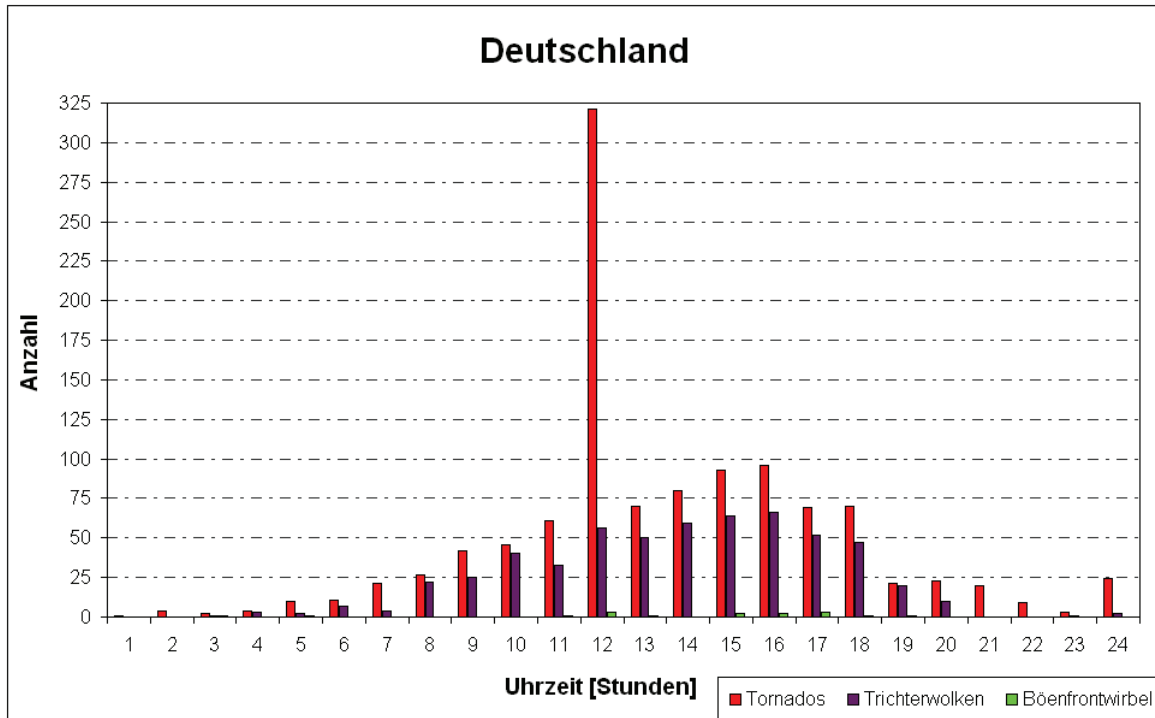


Abbildung 5.21: Tagesverteilung von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

5.1.1.3 Schweiz

Die Schweiz besteht hauptsächlich aus alpinem Gebiet und wird im Norden durch den Bodensee und im Süden durch den Lac Léman begrenzt. Die meisten roten Dreiecke sind laut Abbildung 5.22 bei den beiden Seen eingetragen und somit der Kategorie Wasserhosen zuzuordnen.

Die Topographie am Fuße der Alpen mit den wellenförmigen Hügeln und wenig tiefen Tälern, welche den aufsteigenden Winden unter den Gewittern eine gewisse Konvergenz und die nötige Rotation geben, spielen wahrscheinlich eine entscheidende Rolle bei der Entstehung von Tornados [1].

Diese Region ist recht dünn besiedelt und daher kann die Dunkelziffer höher als über den beobachteten Ereignissen liegen.

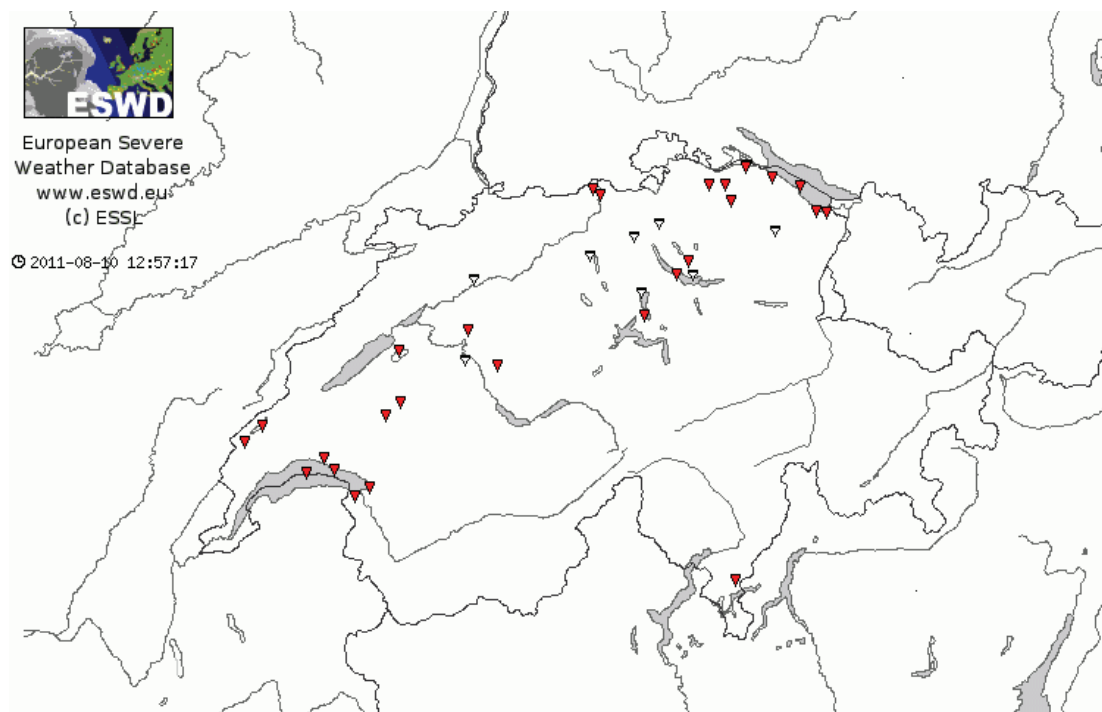


Abbildung 5.22: Tornado-, Böenfrontwirbel-, Trichterwolke-Sichtungen in der Schweiz [ESSL]

Die Wasserhosen über dem Bodensee wurden schon im Kapitel Deutschland hinreichend erwähnt. Insgesamt sind nur 24 Tornados gemeldet worden und das erst kontinuierlich ab 2000. Der Grund liegt wahrscheinlich in den schwachen Ballungsräumen und daher hat niemand eine Erscheinung beobachtet. Auch die Anzahl der Trichterwolken ist ab dem Jahr 2002 markant. Die Gründe dafür sind mit jenen aus Österreich vergleichbar.

Die Klassifizierung der Stärke entspricht einer normalen Verteilung, lediglich die beiden in der Kategorie F4 stechen heraus. Beide stammen aus den ersten Aufzeichnungen und haben nur geringe Qualitätssicherung, daher ist diese Aussage mit Vorsicht zu behandeln.

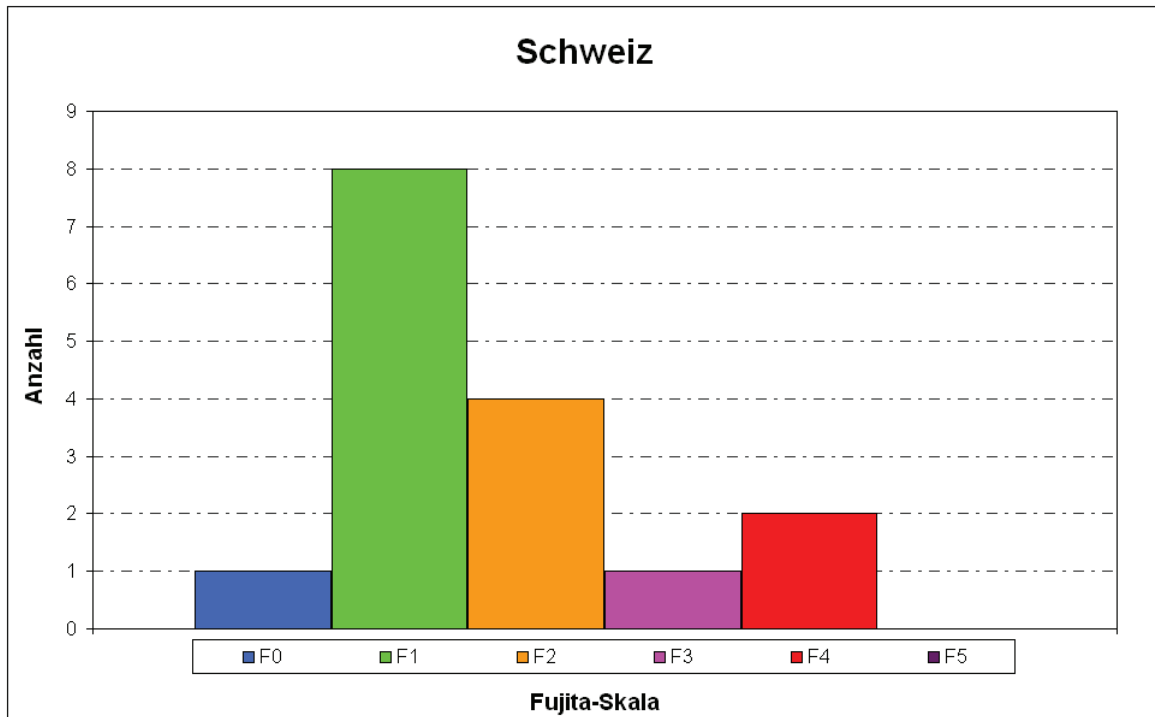


Abbildung 5.23: Klassifizierte Starkwind-Ereignisse in der Schweiz

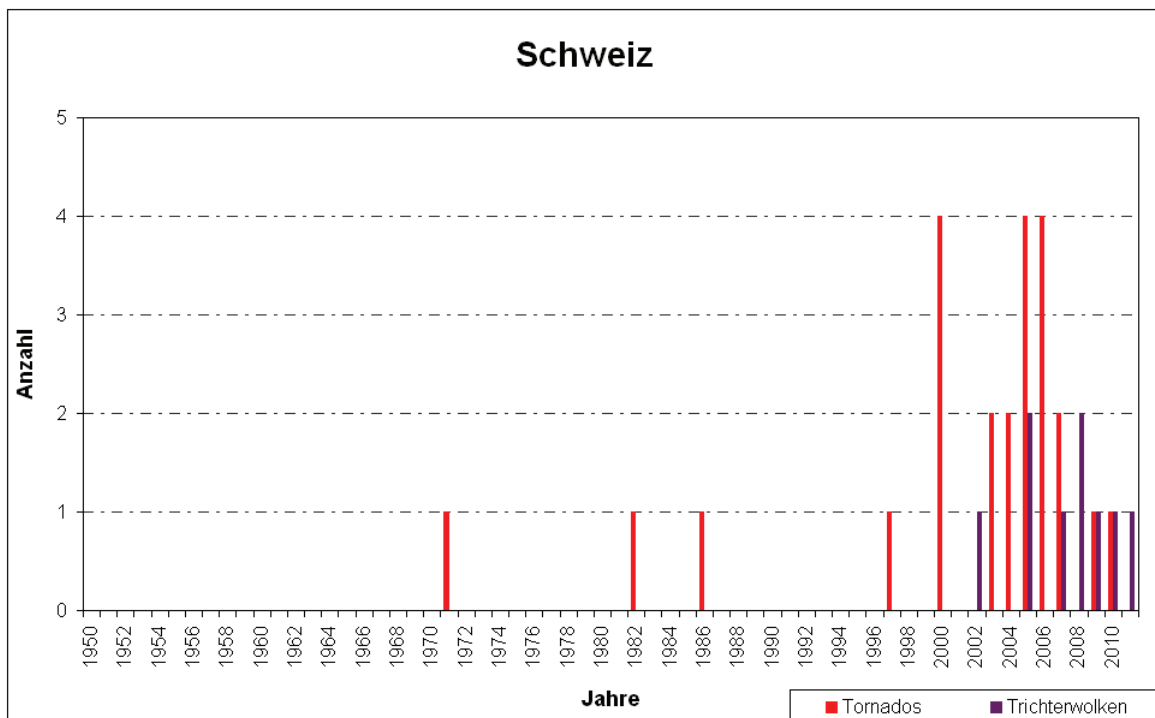


Abbildung 5.24: Jährliche Anzahl von Tornos und Trichterwolken

Die Sommermonate sind auch in der Schweiz vermehrt mit Tornadoaufkommen gekennzeichnet und entsprechen auch hier dem gemäßigten Klima. Die Tagesverteilung hat in

5 Auftreten in europäischen Ländern

der Früh um 8 UTC und am Nachmittag um 18 UTC ihr Maximum. Jenes in der Früh ist auf die Wasserhosenbildung bei den Seen zurückzuführen und das Maximum am späten Nachmittag auf die Tornados aus den Superzellen.

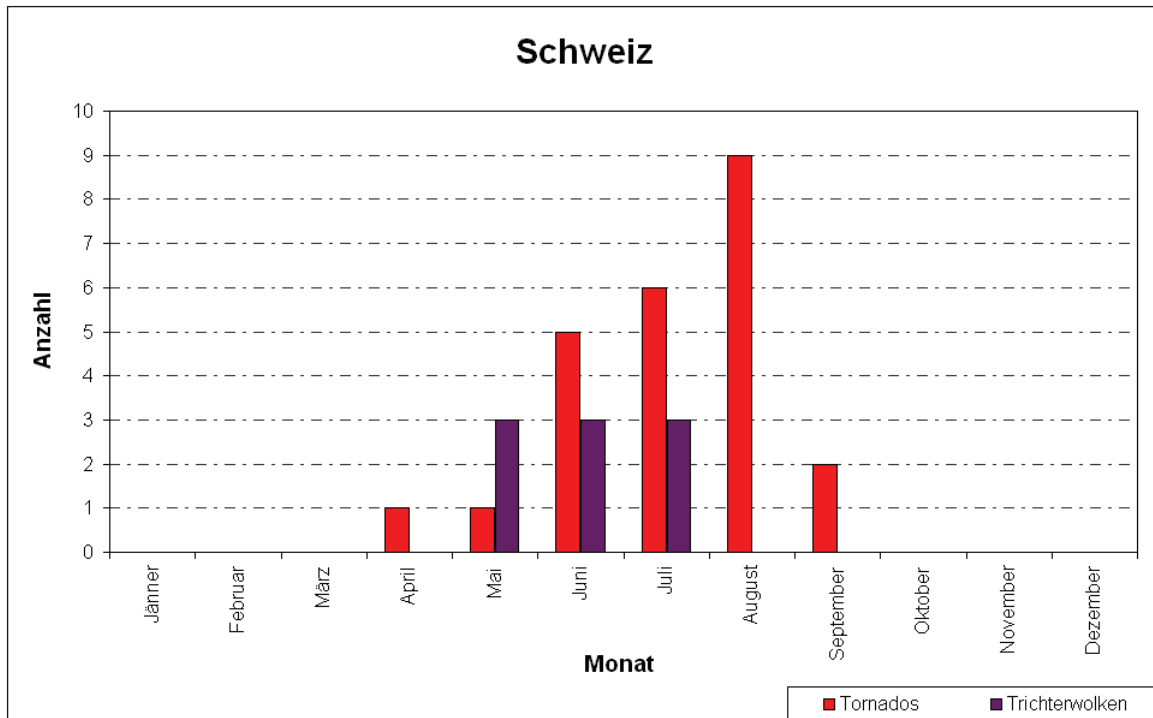


Abbildung 5.25: Monatliche Anzahl von Tornados und Trichterwolken

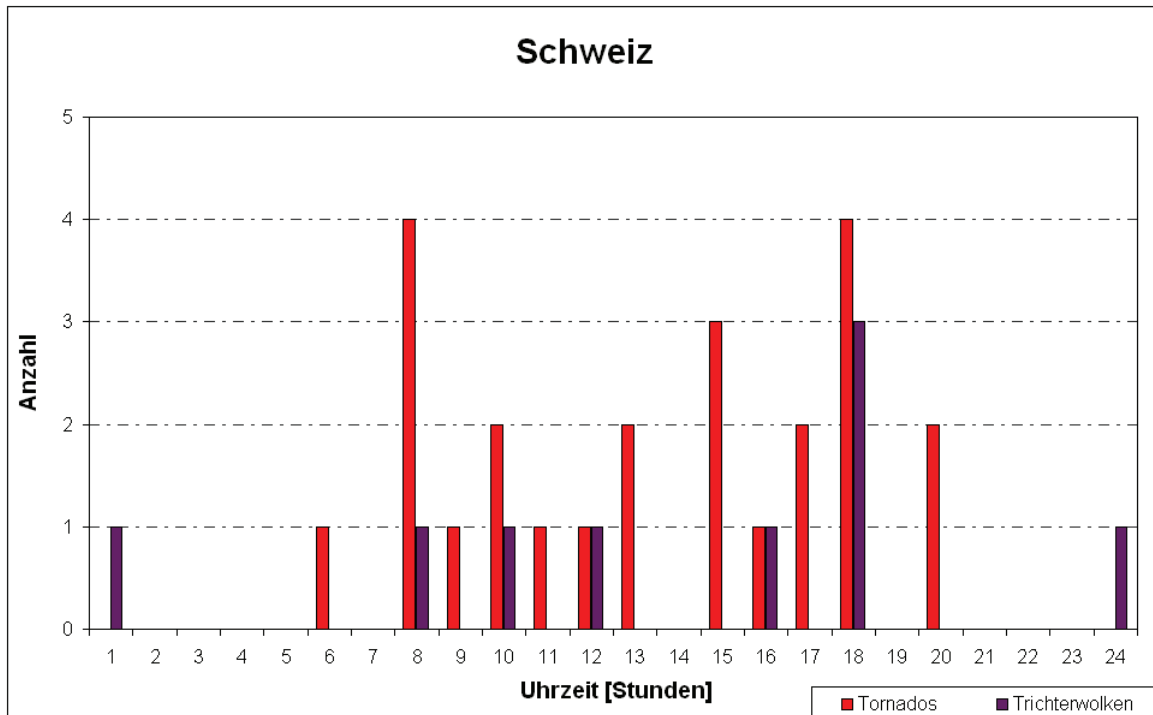


Abbildung 5.26: Tagesverteilung von Tornados und Trichterwolken

5.1.1.4 Frankreich

Die Topographie in Frankreich ist sehr vielseitig und wechselt innerhalb kurzer Distanzen. Es gibt auch in diesem Land zwei Tornadostraßen, eine befindet sich im Nordwesten und erstreckt sich von La Rochelle über Paris bis nach Brüssel. Eine zweite aber kleinere Konzentration (Aude valley) befindet sich im Süden Frankreichs, nördlich der Pyrenäen. Die Häufigkeit der Tornados erstreckt sich am Fuße der Gebirgskette bis in den Osten der Côte d'Azur (vgl. [8]).

Die Küstenregion im Nordwesten wird stark vom Meer beeinflusst und gibt deren synoptische Klimatologie wieder. In vielen Fällen, meist im Sommer, zieht eine langsame Kaltfront, ausgehend von einem kleinen Tief vom Atlantik, ins Landesinnere und interagiert mit der instabilen Bodenschicht und verlagert sich dann in Richtung Nordwesten (vgl. [8]).

Die zweite Häufung im Süden ist durch die Topographie bedingt. Die feucht-warmen Luftmassen aus dem Atlantik und dem Mittelmeer werden zur Konvergenz gezwungen. Die Advektion von eben diesen und der Windscherung mit der Höhe lässt gigantische Supercellen mit verheerenden Tornados entstehen. Diese Region hat daher einen subtropischen Charakter. Der zentrale Teil des Landes besteht aus flachen und auch aus bergigen Regionen. Das Wettergeschehen setzt sich aus Einflüssen von modifiziertem Meeresklima und Kontinentalklima zusammen (vgl. [8]).

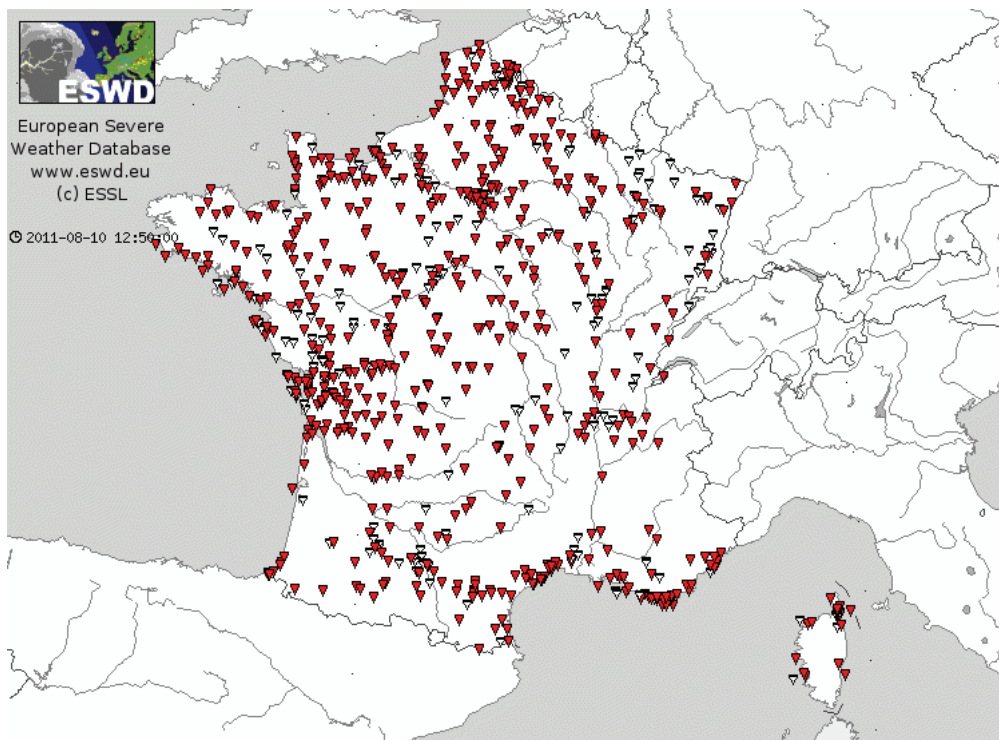


Abbildung 5.27: Tornado-, Böenfrontwirbel-, Trichterwolke-Sichtungen in Frankreich [ESSL]

5 Auftreten in europäischen Ländern

Die Küstenregion ist verglichen mit der aus Deutschland ebenfalls von Wasserhosen, welche dann auf das Land ziehen können, betroffen.

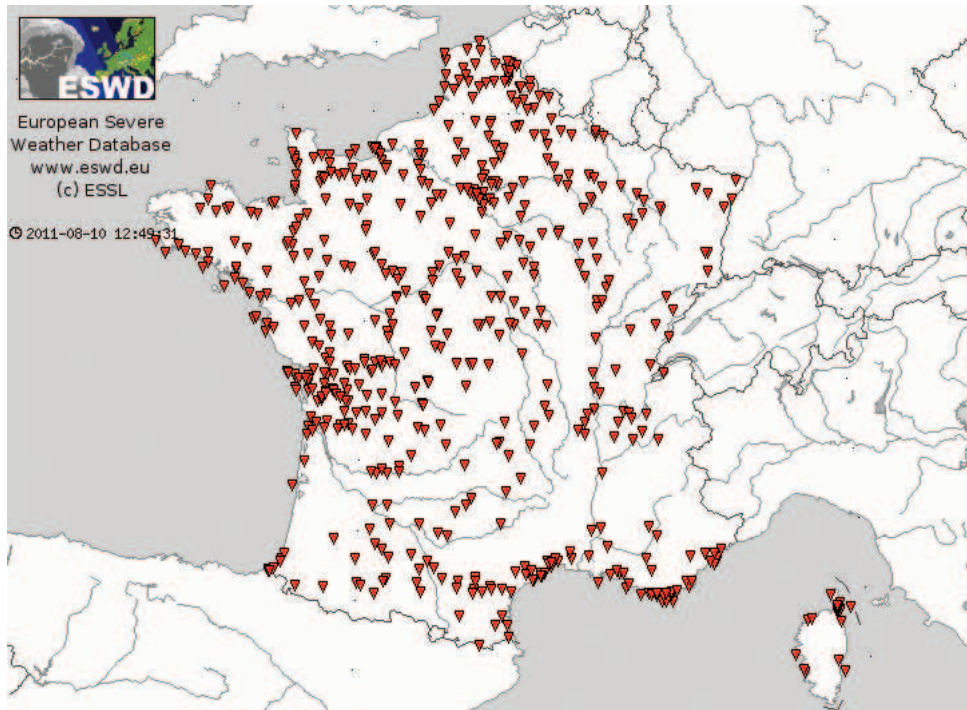


Abbildung 5.28: Tornado-Sichtungen in Frankreich [ESSL]

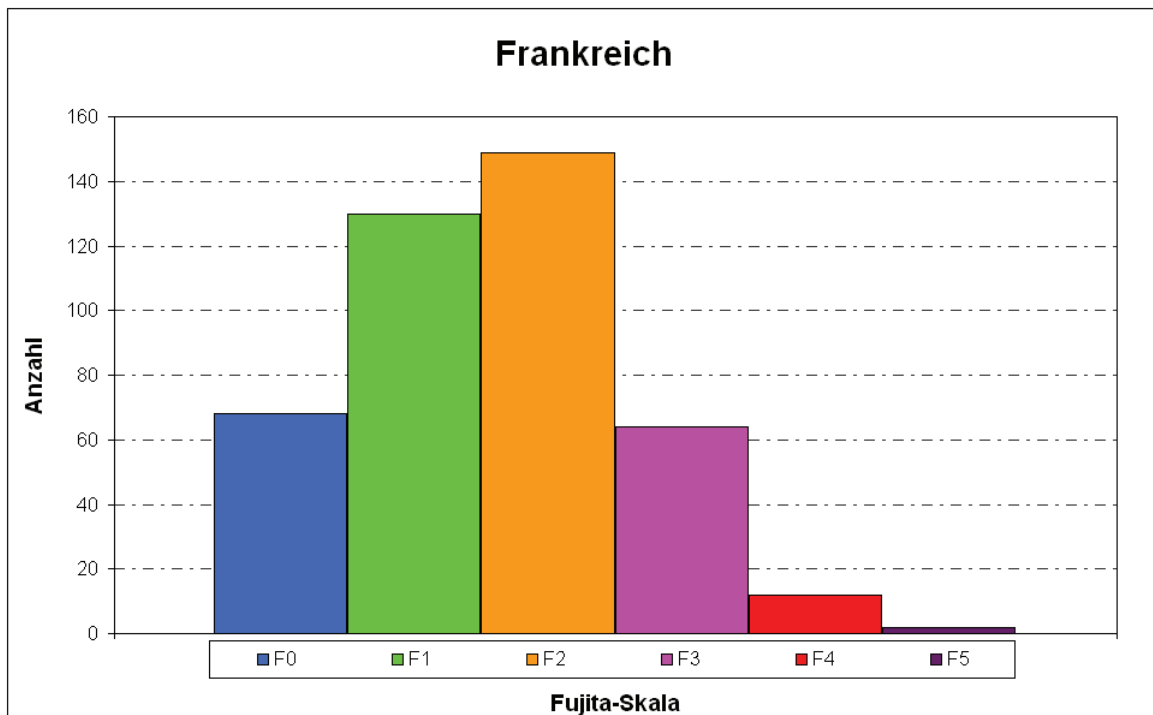


Abbildung 5.29: Klassifizierte Starkwind-Ereignisse in Frankreich

Insgesamt gab es 425 klassifizierte Starkwinde (siehe Abbildung 5.29), davon sind beachtliche zwölf F4-Dokumentationen und zwei der Kategorie F5. Frankreich ist das einzige Land, welches fast die gleiche Anzahl von F0 und F3 Tornados aufweisen kann. Die Gesamtzahl aller Starkwind-Ereignisse beträgt 798 Fälle und davon sind 592 Tornados.

Ein Blick auf die letzten sechzig Jahre zeigt, dass erst ab der Gründung von TorDACH und speziell erst ab dem Jahr 2004 realistische Werte in der Statistik repräsentiert werden.

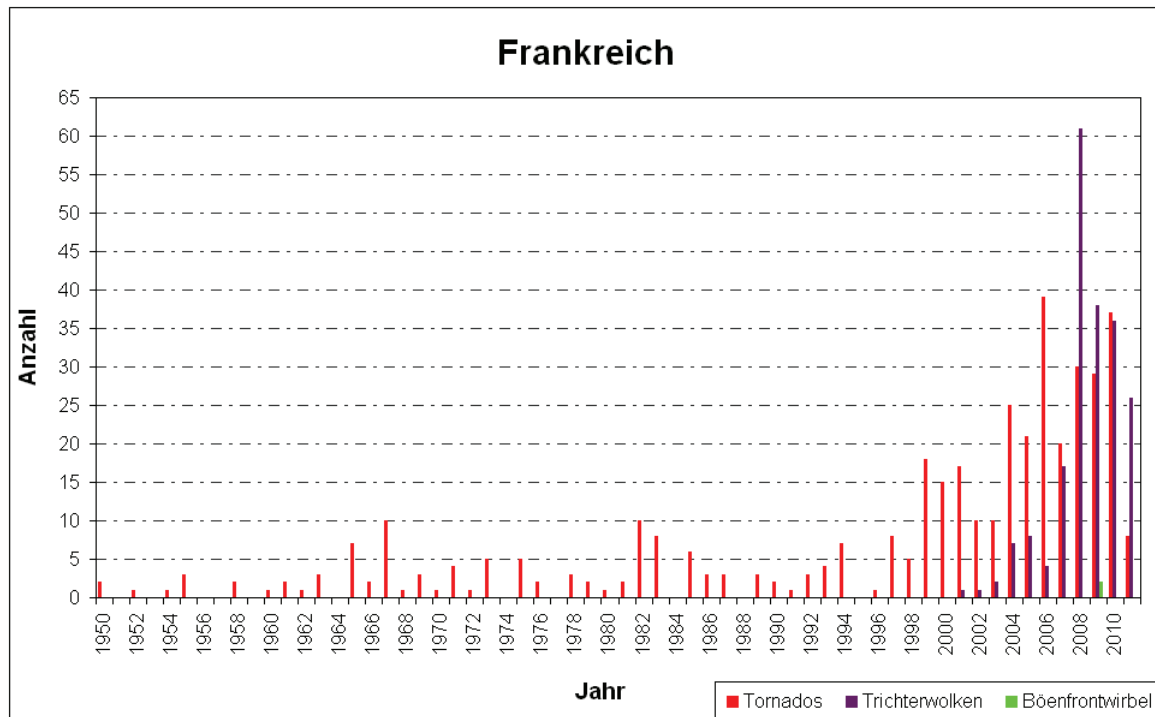


Abbildung 5.30: Jährliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

Im Winter besteht oft ein stark ausgeprägtes Tief über dem Atlantik und im Zusammenhang mit einer kräftigen Kaltfront sind Tornados in diesem europäischen Land öfter anzutreffen. Im Sommer überwiegt wieder hochreichende Konvektion und die kann nur durch die drei „Gewitterzutaten“, Feuchtigkeit, Hebung und Instabilität, auftreten. Das Resultat ist eine Gewitterzelle.

Die Trichterwolke hat ihr häufigstes Auftreten im Mai und der Tornado hat sein Maximum in den Sommermonaten Juli und August.

Anfang des 21. Jahrhunderts traten vermehrt sowohl Tornados als auch Trichterwolken um 10 UTC auf. Aus den Unterlagen von Dessens geht allerdings kein plausibler Grund dafür hervor. Wenn man das Prinzip der Entstehung der Wasserhosen hernimmt, dann könnte der massive Abfall ab 10 UTC bis in die Abendstunden als Erklärung dienen. So gesehen sind das durchaus realistische Werte.

5 Auftreten in europäischen Ländern

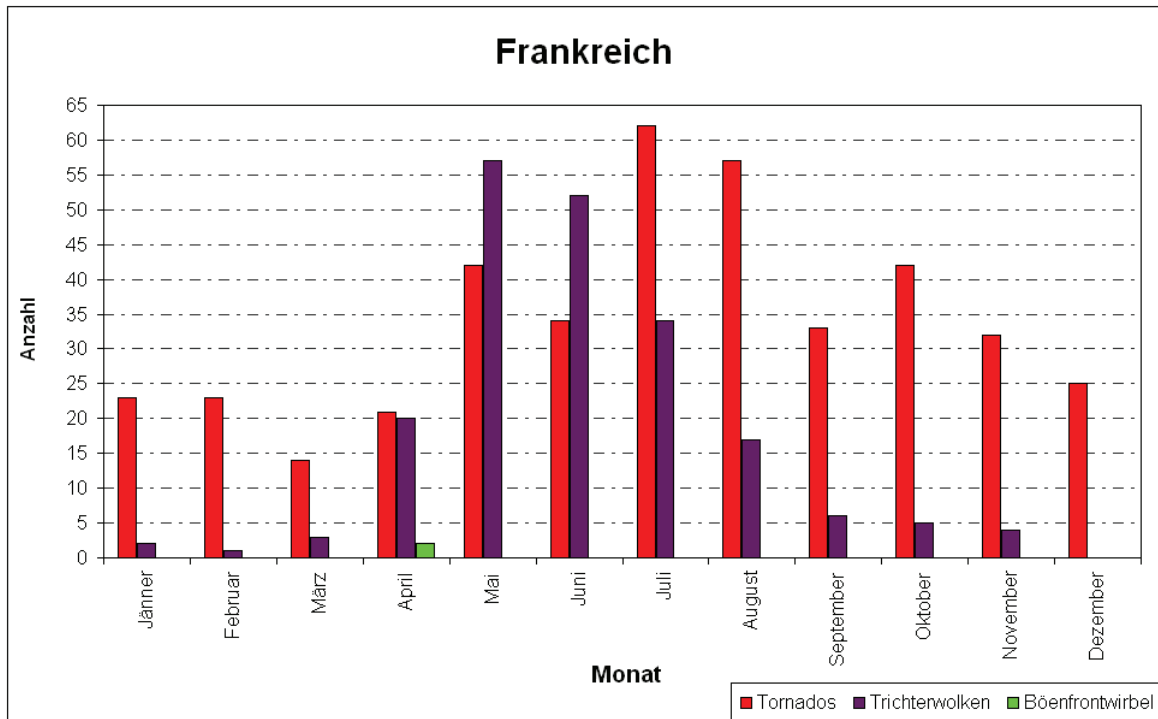


Abbildung 5.31: Monatliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

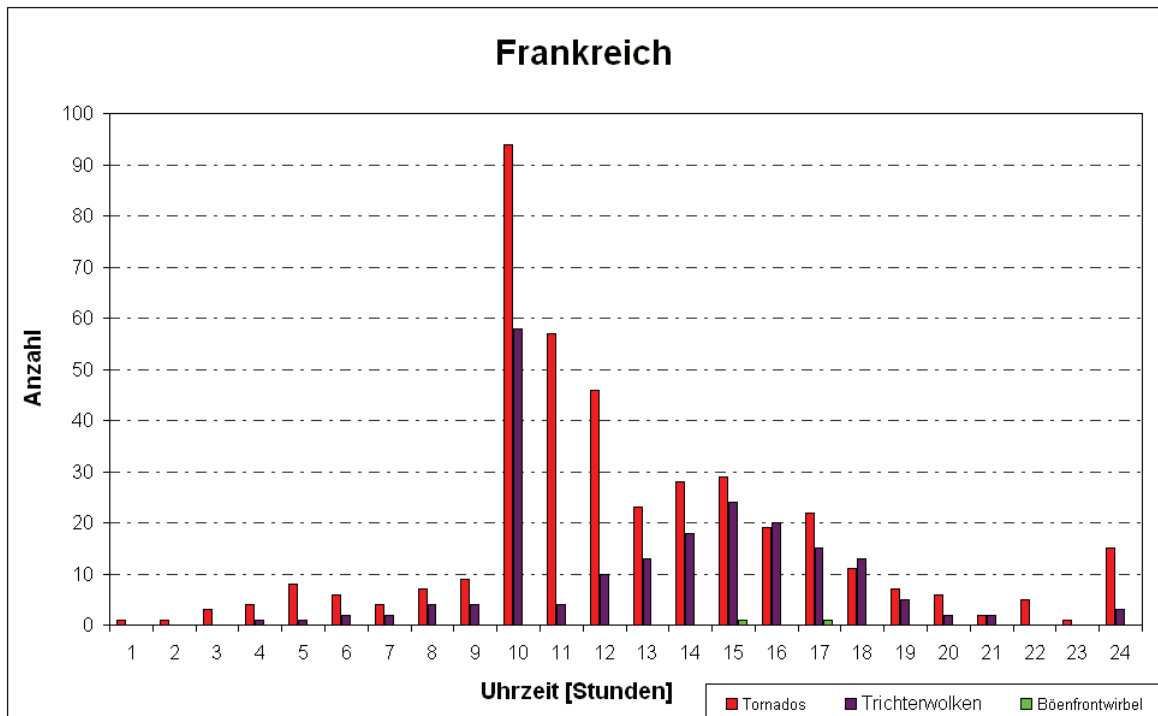


Abbildung 5.32: Tagesverteilung von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

5.1.1.5 Spanien

Spanien ist durch subtropisches Klima und abwechslungsreiches Terrain charakterisiert. In Abbildung 5.33 sieht man eine Verstreuung der eingetragenen Ereignisse über das ganze Land. Wenn man sich aber die Orographie ins Gedächtnis ruft, erkennt man, dass die Wetterphänomene immer in einer Talregion beobachtet wurden. Die Häufung an der katalanischen Küste kommt durch die Leewirkung der Pyrenäen zustande. Ein atlantisches Tiefdrucksystem, welches sich über dem Golf von Biskaya befindet, strömt die Gebirgskette aus nordwestlicher Richtung an. Da die Luft in den unteren Schichten gebremst wird aber die Luft in den höheren Lagen weiterströmt, kann sich ein weiteres kleines Leetief aufgrund des Unterdrucks in Spanien bilden. Ist die Bodenschicht durch die solare Einstrahlung genügend aufgeheizt, kommt es zur Labilisierung und Konvektion. Weiters ist durch die örtlichen Windverhältnisse, Berg-Tal-Zirkulation und zusätzlich Land-See-Zirkulation, noch eine relativ starke Windscherung vorhanden und daher können sich in der Küstenregion vermehrt Superzellen bilden (vgl. [23]). Allerdings sind Einzelzellen öfter beobachtet worden.

Über den Balearischen Inseln gibt es einen anderen synoptischen Grund für die Häufung. Existiert ein Tiefdrucksystem mit starker Baroklinität, so kann sich ein Jetstream ausbilden. Die Insel befindet sich des öfteren im Quadranten left-exit oder right-entrance von diesem Jetstream und daher wird eine Vertikalbewegung in Form einer markanten Warmluftadvektion induziert (vgl. [17]).

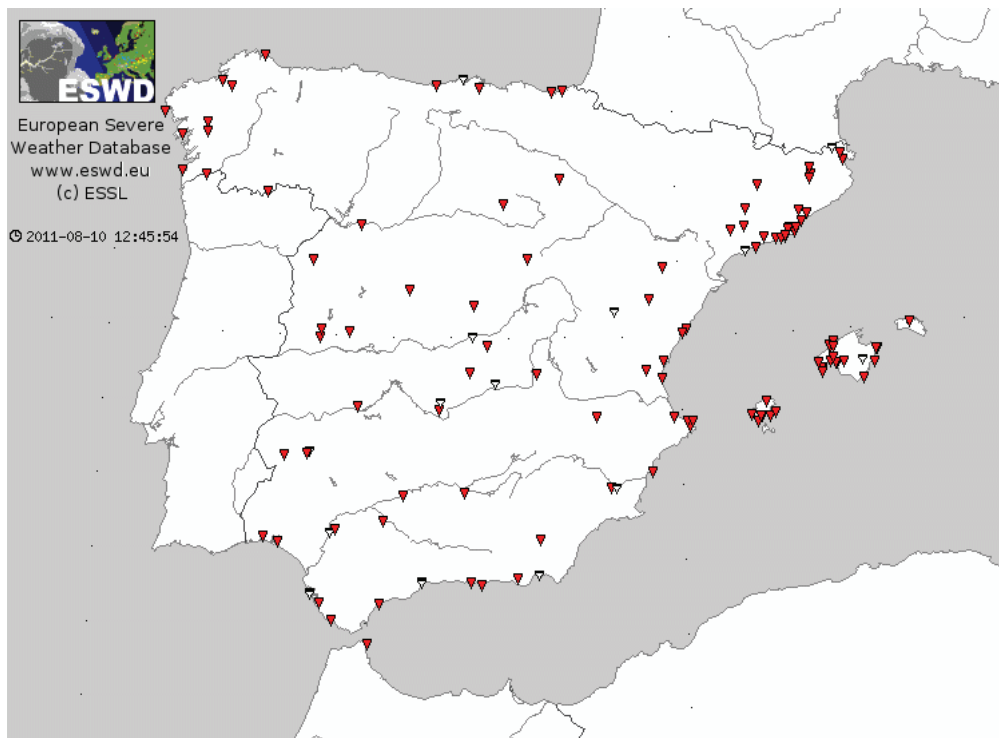


Abbildung 5.33: Tornado-, Trichterwolke-Sichtungen in Spanien [ESSL]



Abbildung 5.34: Tornado-Sichtungen in Spanien [ESSL]

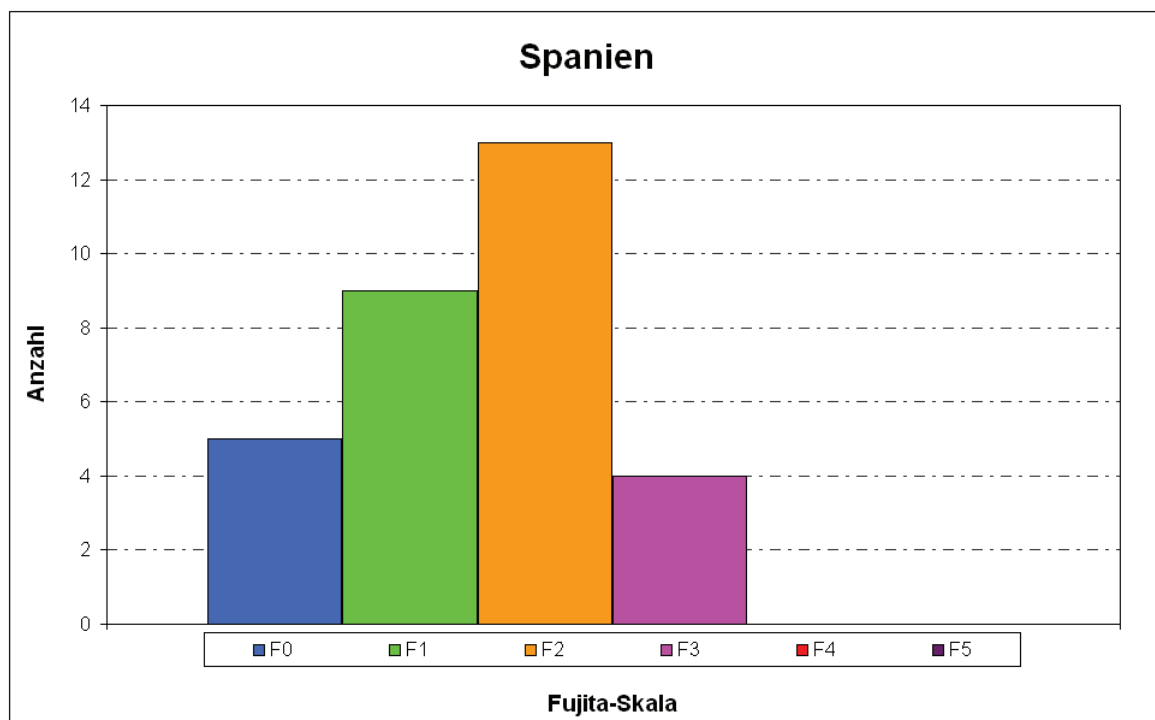


Abbildung 5.35: Klassifizierte Starkwind-Ereignisse in Spanien

In Spanien wurde den Tornados lange Zeit keine Beachtung geschenkt. Es gibt zwar sehr vereinzelt Dokumentationen aus früheren Jahrhunderten, aber sie waren stets durch religi-

öse Ansichten gefärbt und daher für eine klimatologische Studie unbrauchbar. Erst seit der Gründung von ESSL wurde die Nation selbst darauf aufmerksam gemacht, dass in ihrem Land ebenso außergewöhnliche Naturphänomene vorkommen wie in anderen europäischen Ländern. Insgesamt wurden erst 134 Fälle registriert und davon waren 120 Tornados. An dieser Stelle ist es wichtig noch keine voreiligen Schlüsse über die Häufigkeit und vor allem die Intensität zu ziehen, weil dazu die Beobachtungsreihe noch viel zu kurz ist.

Allerdings kann man in der monatlichen Verteilung (siehe Abbildung 5.37) eine Tendenz in Richtung Herbst feststellen. Das liegt daran, dass das Meer vom Sommer noch stark erwärmt ist und daher in den unteren Schichten viel warme und feuchte Luft advehieren kann.

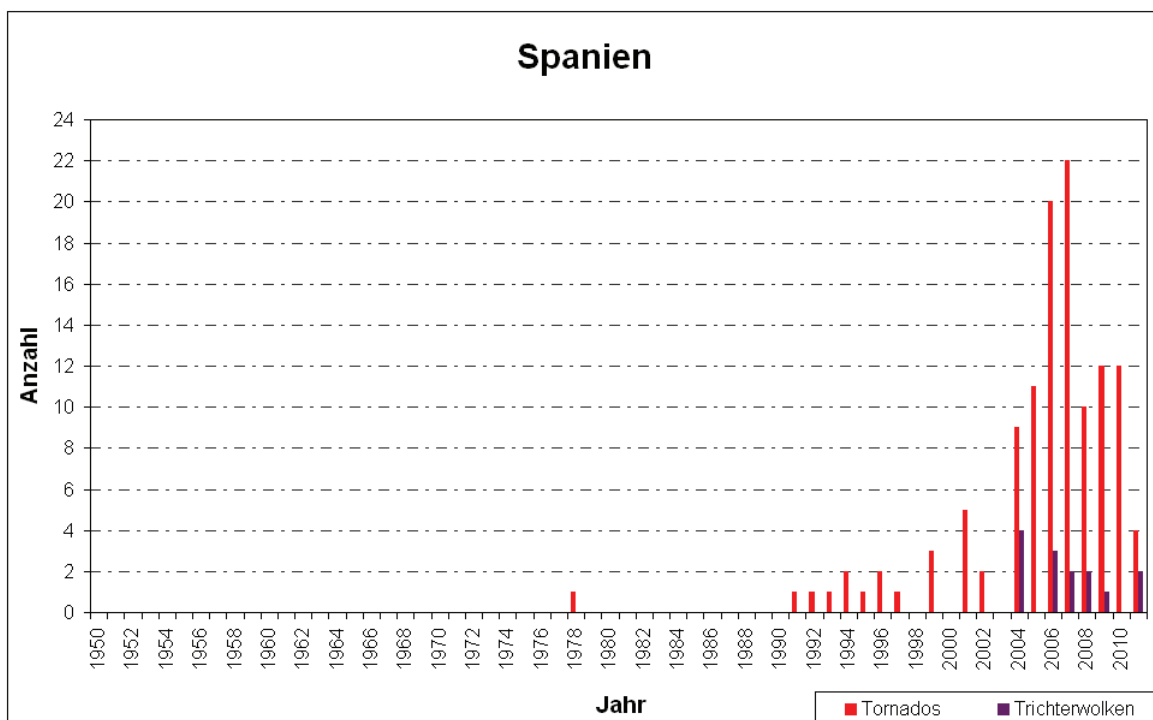


Abbildung 5.36: Jährliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

Beim Tagesverlauf gibt es sowohl am Vormittag als auch wieder am Nachmittag eine größere Ansammlung. Die örtlichen Unterschiede, sowohl die Orographie am Festland selbst als auch die Inseln tragen zu den verschiedenen Maxima bei. Auch an dieser Stelle soll eine Überinterpretation von den wenigen vorhandenen Daten vermieden werden.

5 Auftreten in europäischen Ländern

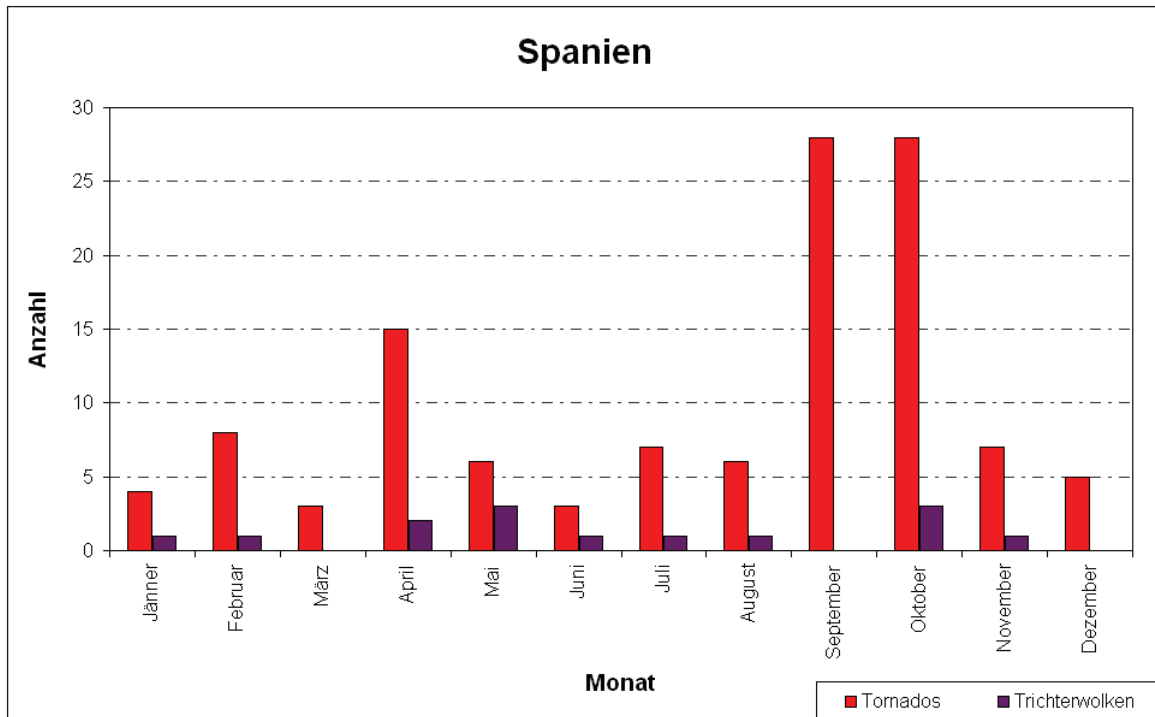


Abbildung 5.37: Monatliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

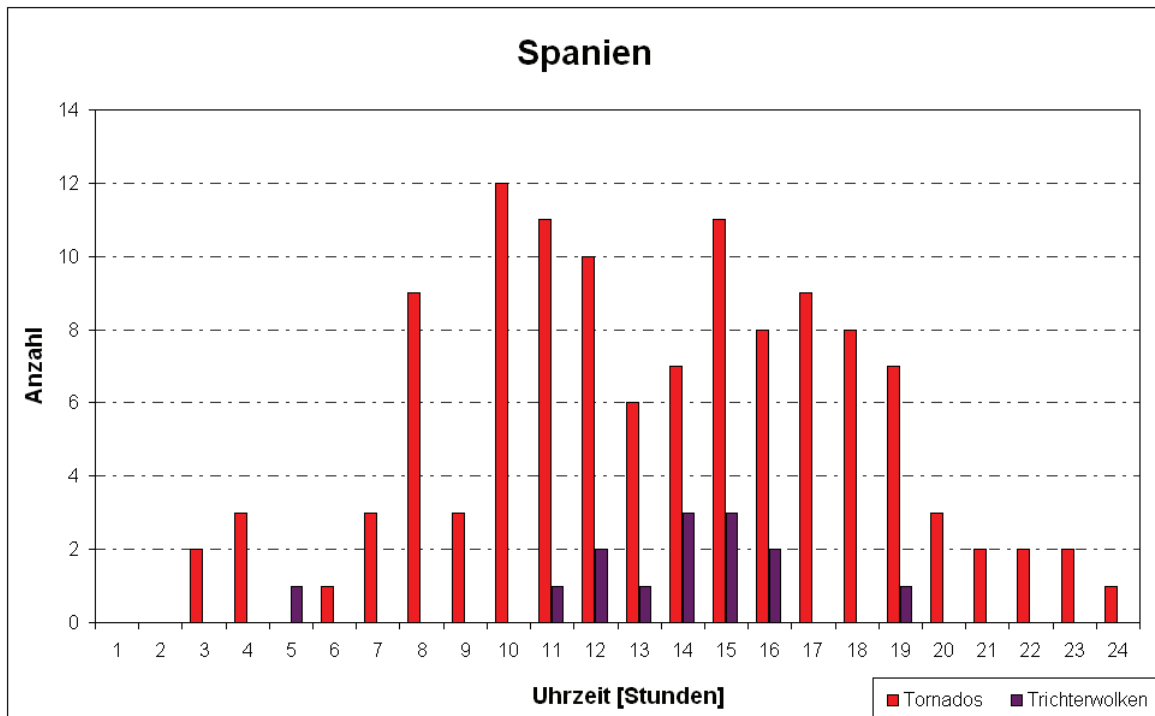


Abbildung 5.38: Tagesverteilung von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

5.1.1.6 Italien

Tornados und Wasserhosen treten hauptsächlich in den flachen Gebieten und in den Küstenregionen auf. Überraschenderweise ist südlich der Adriaküste nur eine spärliche Verteilung dokumentiert, obwohl die Bevölkerungsdichte über 50 Personen/km² beträgt und im Sommer der Tourismus noch dazu kommt (vgl. [18]).

Besonders im Sommer und Herbst treten in der Höhenströmung gut ausgeprägte Tröge auf, die mit den Alpen interagieren. Oft tropfen dann Tiefs über dem Tyrrhenischen beziehungsweise dem Ionischen Meer ab und erhalten dort reichlich Energienachschub in Form von warmer und feuchter Meeresluft. Diese Gegend weist subtropisches Klima auf. Im Norden Italiens entsteht durch eine Kaltfront nördlich der Alpen ein Lee-Effekt in den Niederungen und in Zusammenhang mit der Orographie kommt es zu einer Rechtsdrehung des Windes mit der Höhe. Daher entsteht in der Gegend von Friaul oft Mesozyklonen. Dieses Gebiet hat gemäßigten Klimacharakter (vgl. [18])

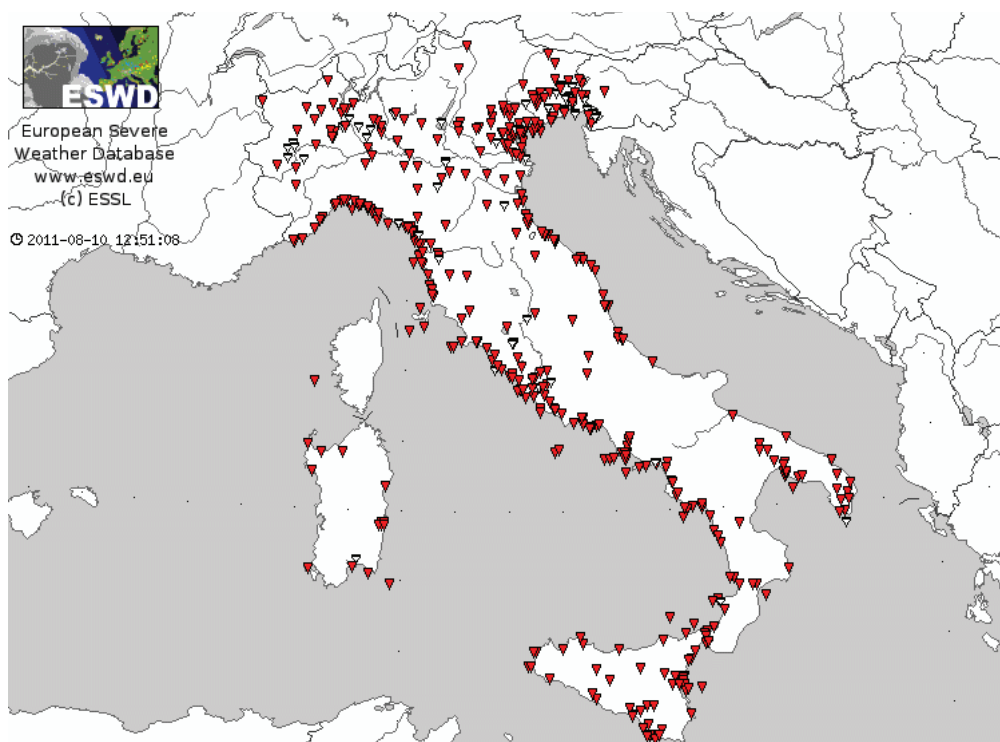


Abbildung 5.39: Tornado-, Trichterwolke-Sichtungen in Italien [ESSL]

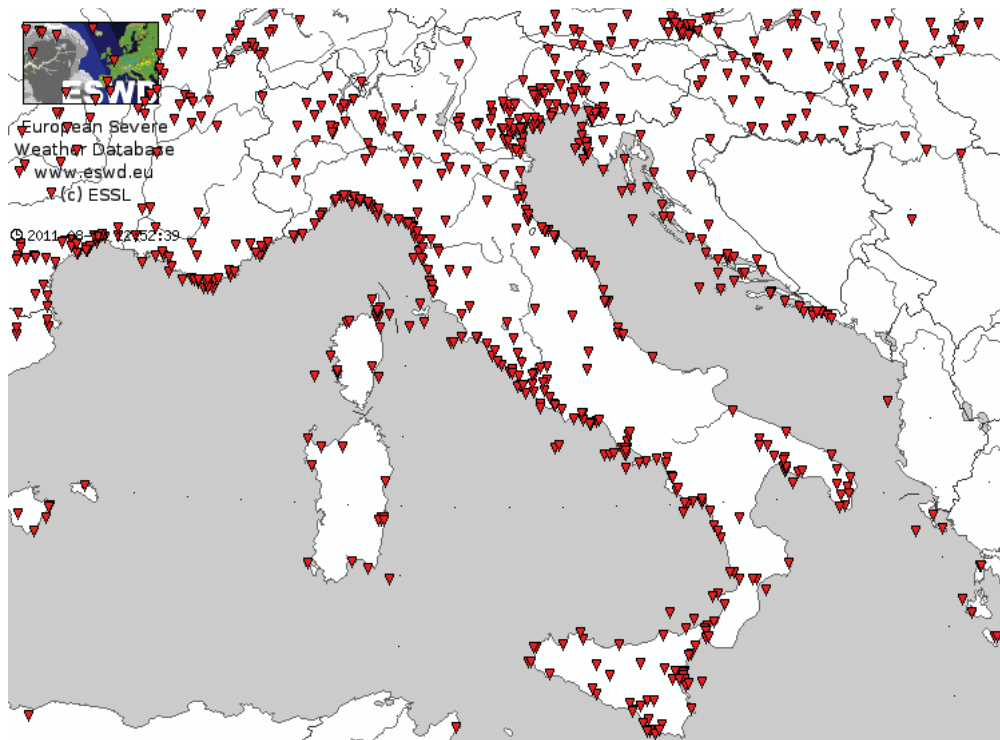


Abbildung 5.40: Tornado- Sichtungen in Italien [ESSL]

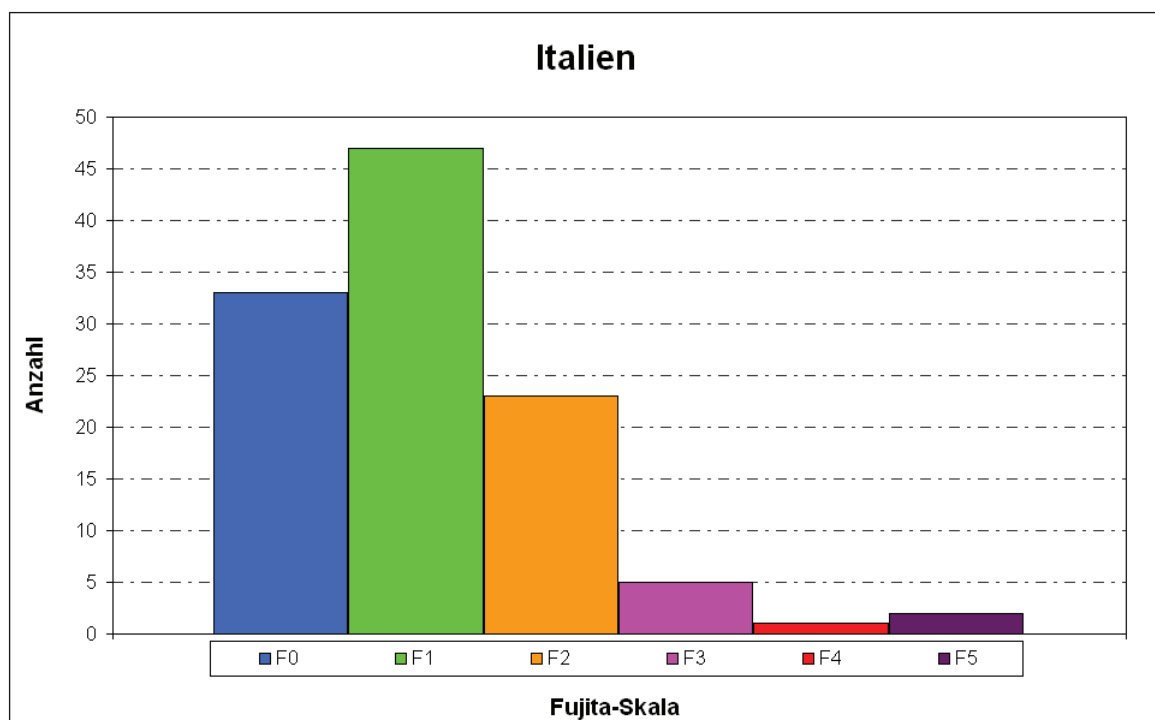


Abbildung 5.41: Klassifizierte Starkwind-Ereignisse in Italien

111 Starkwinde konnten klassifiziert werden. Für die kurze Zeit, die erst dokumentiert wurde, sind schon zwei F5 Tornados aufgetreten. Dies kann ein Hinweis auf vermehrt

zerstörerische Tornados sein, allerdings könnte es auch eine zufällige Häufung gewesen sein.

Schaut man sich die Langzeitreihe in Abbildung 5.42 an, so kann man unschwer erkennen, dass in Italien erst in den letzten zehn Jahren das Augenmerk auf Tornados gerichtet wird. Erst ab dem Jahr 2005 hat die Datenmenge realistische Werte angenommen. Insgesamt sind 537 Fälle registriert und davon sind 461 als Tornados eingestuft worden. Im Vergleich zu den anderen europäischen Ländern ist die Aufzeichnung in Italien diejenige, welche die größten Lücken in den vergangenen Dekaden aufweist.

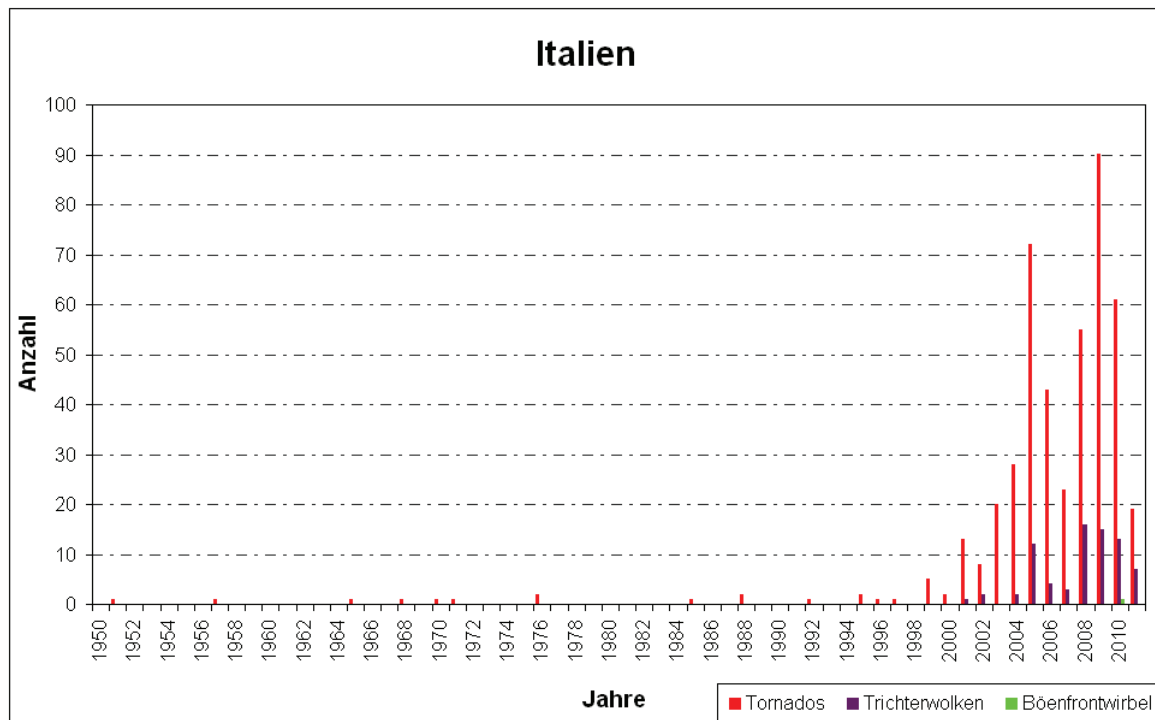


Abbildung 5.42: Jährliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

Der saisonale Effekt ist in Nord- und Süditalien unterschiedlich. Die signifikanten Wettererscheinungen im Po-Tal und in der Friaul-Ebene haben im Frühling und im Sommer eine höhere Frequenz, wohingegen in der Thyrrhenischen Küste (im Westen), im Tiber-Tal und an der Ionischen Küste die Tendenz im Sommer und im Herbst größer ist. Generell sind aber weit mehr Fälle im Herbst als im Frühjahr dokumentiert.

Die Verteilung im Tagesverlauf hat große Ähnlichkeit mit Spanien, da sowohl der Breitengrad als auch die Küsteneigenschaften einander entsprechen.

5 Auftreten in europäischen Ländern

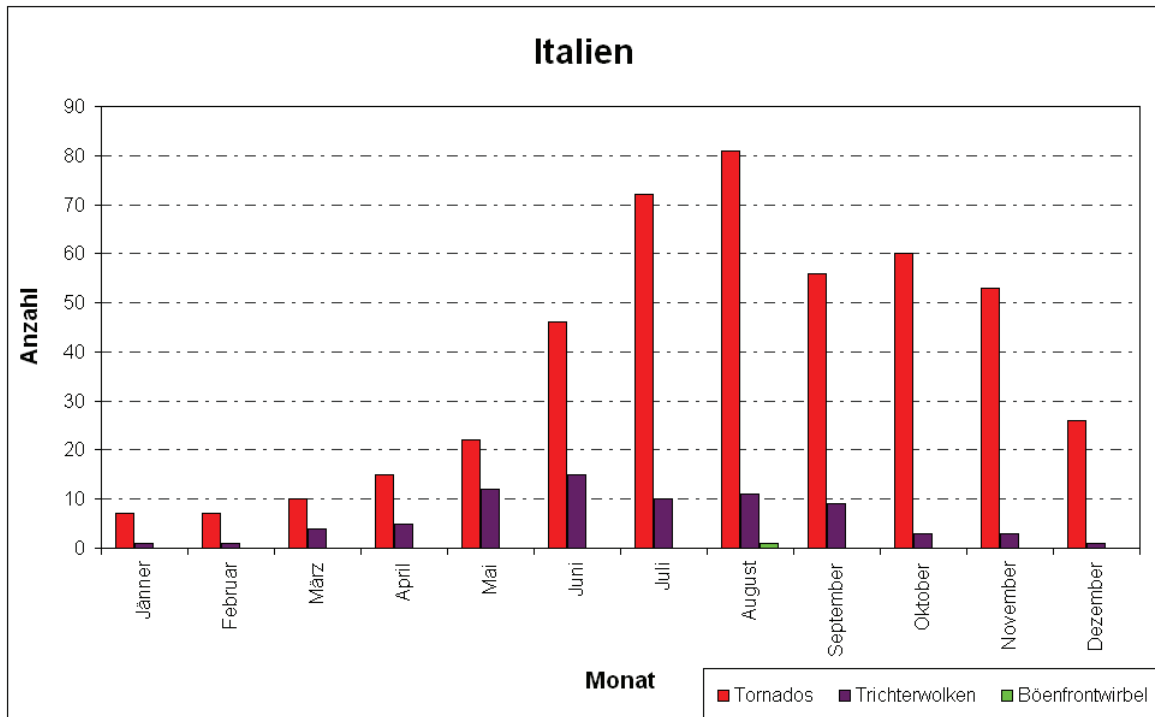


Abbildung 5.43: Monatliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

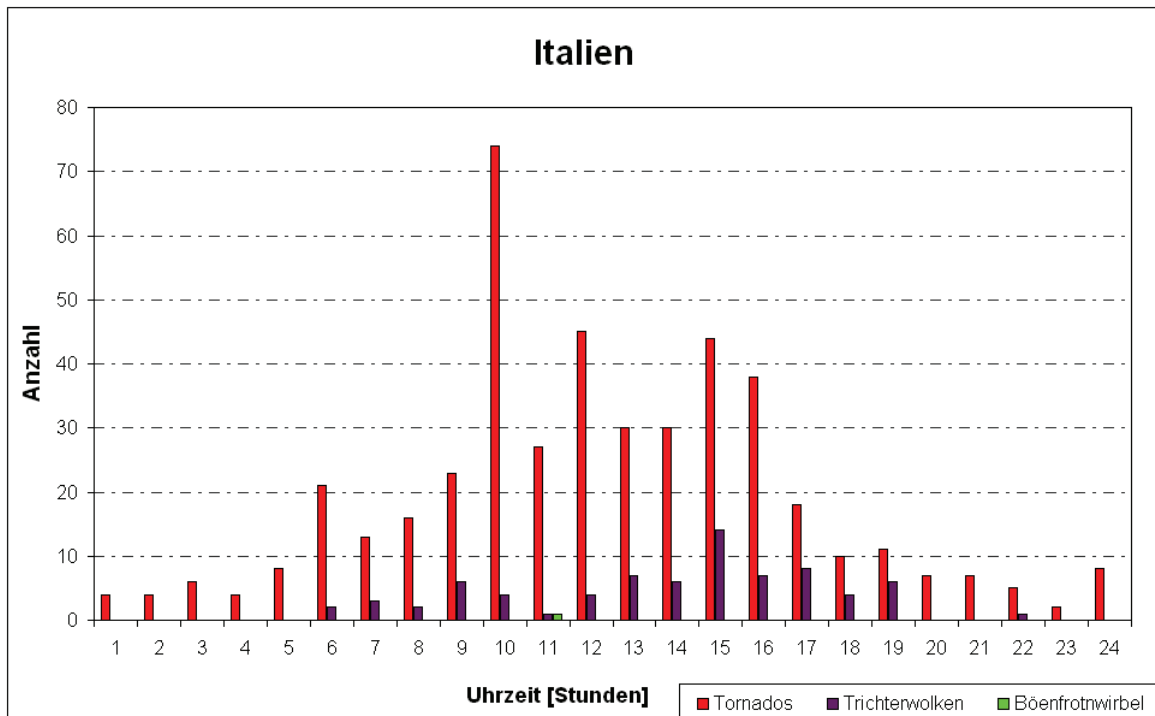


Abbildung 5.44: Tagesverteilung von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln

5.1.2 Spezielle Fälle

5.1.2.1 Tornado in Wiener Neustadt am 10.7.1916

Der Tornado über Wiener Neustadt am 10.7.1916 ist sehr gut dokumentiert und ging als eines der zerstörerischsten Wetterphänomene in die Geschichte Österreichs ein. Eine Gewitterzelle bildete sich am späten Nachmittag über dem Schneebergland und entwickelte sich im Laufe der Zeit aufgrund starker Windscherung zu einer Superzelle mit einer ausgeprägten Mesozyklone. Um ca. 16:15 bildete sich ein Wolkenrichter. Der Tornado hatte erstmaligen Bodenkontakt in Dreistetten. Danach schwächte er sich wieder ab, gewann aber anschließend an Stärke, vermutlich durch das stark aufgeheizte Steinfeld (Flugplatz, Brachland) und zog mit rascher Geschwindigkeit um ca. 16:30 nördlich an Bad Fischau vorbei nach Ost-Südost Richtung Wiener Neustadt. Der Tornado überquerte zuerst das Flugfeld und verwüstete anschließend die Josefstadt und die Lokomotivfabrik. Danach löste er sich kurz vor der Leithaau bei Lichtenwörth wieder auf ²(siehe Abbildung 5.46).

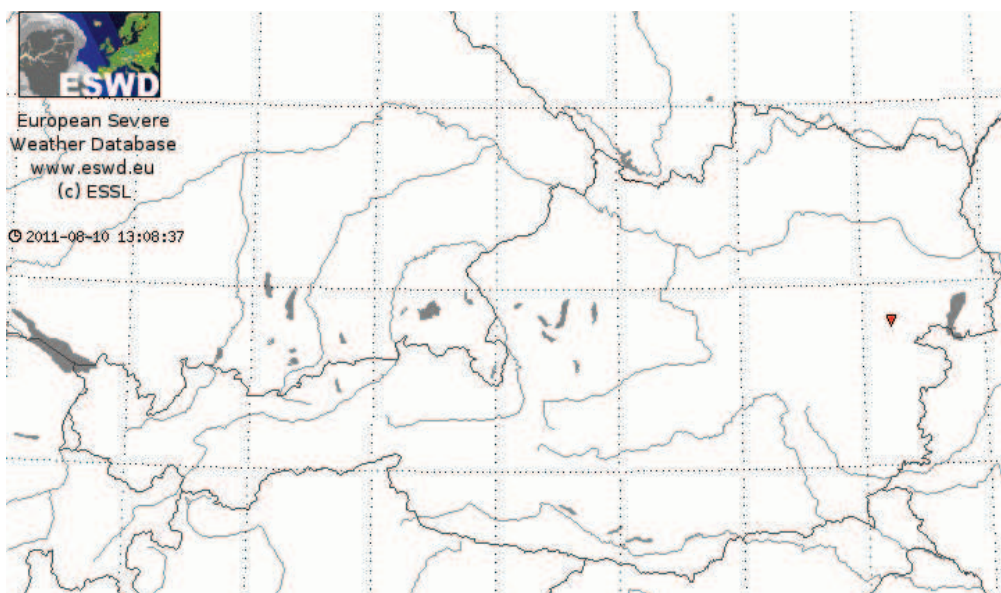


Abbildung 5.45: Tornado in Wiener Neustadt am 10.7.1916 [ESSL]

In Abbildung 5.46 stellt die dunkelgraue breite Linie die Zugbahn des Tornados dar. In der nachfolgenden Abbildung ist die Stadt Wiener Neustadt vergrößert dargestellt. Die schwarzen Gebäude sind jene, die am meisten zerstört worden sind, die grau schraffierten sind nur teilweise beschädigt worden.

²vgl. <http://www.wetter-neustadt.at/tornado1916.html> 27.9.2011,
vgl. <http://dascitymagazin.at/de/rubriken/stadtgesprach/get/page/wiener-neustadt-vom-tornado-c-gestreift-c/> 27.9.2011

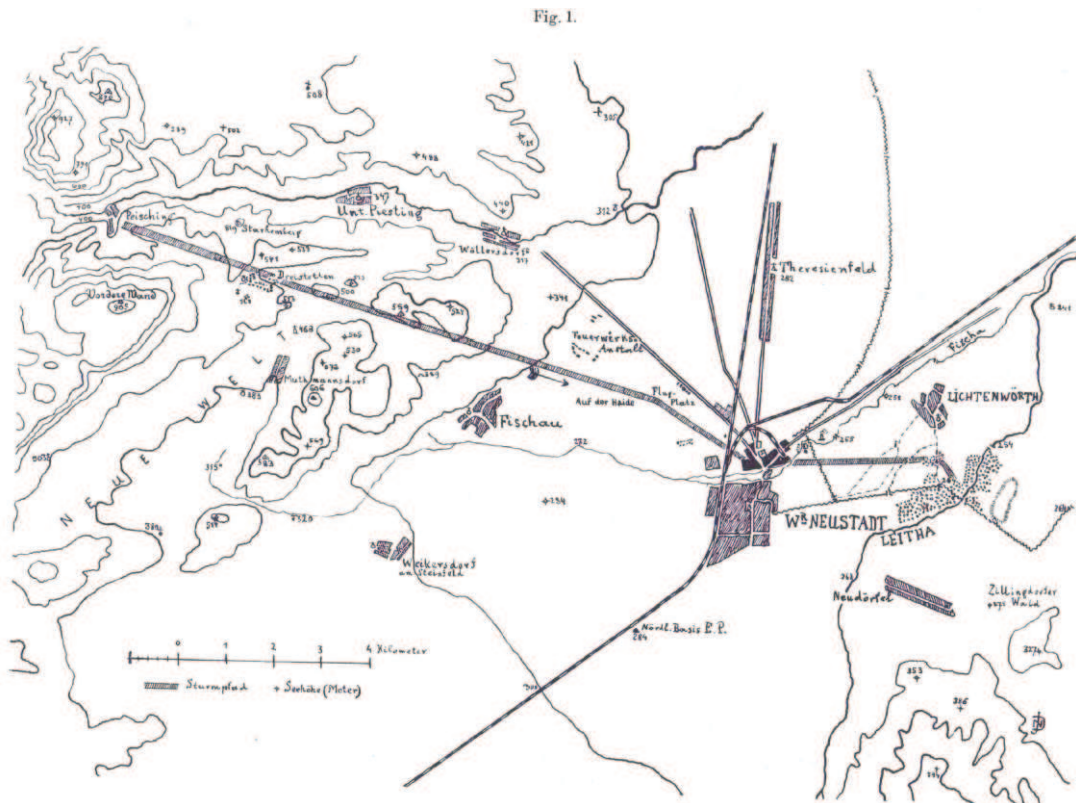


Abbildung 5.46: Zugbahn des Tornados 10.7.1916 [9]

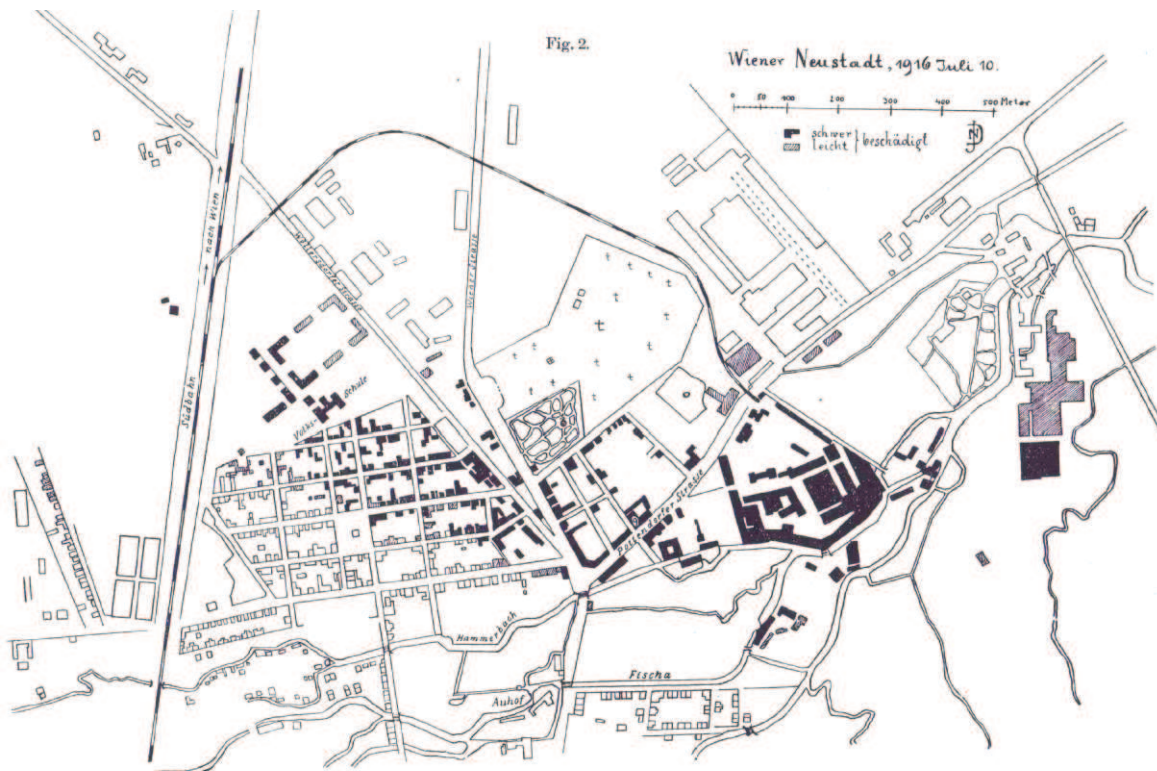


Abbildung 5.47: Beschädigte Gebäude in Wiener Neustadt [9]

Der Tornado erreichte eine Stärke von F3/T7 und gilt seitdem als der stärkste überhaupt in Österreich. Da keine direkten Windmessungen vorlagen, ist die Einschätzung aufgrund der Schadensbilder getätigt worden. Man kam zu dem Schluss, dass er eine Windgeschwindigkeit von mehr als 300 km/h gehabt haben muss, um die Massivbauten derart zerstören zu können. Er zog vermutlich mit einer Geschwindigkeit von 40 m/s auf einer Länge von 15 km entlang. Die durchschnittliche Breite betrug ca. 300 m, die maximale betrug sogar 600 m. Zusätzlich brachte das Gewitter Hagelkörner von 4 cm Durchmesser hervor. Am schlimmsten wurde die Lokomotivfabrik, welche 1842 gegründet wurde, verwüstet. Da der Tornado erst am späteren Nachmittag eintraf, war die Zahl der Todesopfer glücklicherweise viel niedriger, als wenn er während der Arbeitszeit über das Gelände gefegt wäre. Dieser Tornado forderte trotzdem 32 Menschenleben und 328 weitere wurden teils schwer verletzt. Es entstand ein Schaden von 900 000 Kronen³. Trotz des Ersten Weltkrieges spendeten laut Wikipedia sowohl Kaiser Franz Joseph I. 10 000 Kronen als auch das Innenministerium 100 000 Kronen und zusätzliche Spenden im Wert von 50 000 Kronen sind eingetroffen.



Abbildung 5.48: Schäden an der Lokomotivfabrik [9]

³European Severe Storms Laboratory



Abbildung 5.49: Schäden in der Wienerstraße-Kreuzgasse [9]



Abbildung 5.50: Schäden (Objekt unbekannt) [9]

5.1.2.2 Sturm Kyrill am 18.1.2007

Orkantief Kyrill, auf das hier im Folgenden eingegangen wird, hatte sich vom 16.1 auf den 17.1 östlich von Neufundland über dem freien Atlantik zu einem Sturmtief etabliert. Der starke Jet-Stream mit Windgeschwindigkeiten von 150 bis 170 kn (278 bis 315 km/h) transportierte das Tief bis zur Nacht auf den 18.1. rasch ostwärts über den Atlantik. Durch den zunehmenden Temperaturgradienten zwischen der Vorder- und der Rückseite des Tiefs entwickelte es sich rasch zu einem umfangreichen Sturmtief und vertiefte sich im Zentrum auf 967 hPa. Dieses hat sich aufgrund der starken Höhenströmung weit nach Süden verlagert. Weiters war Feuchtadvektion durch die nordwestliche Anströmung über dem Atlantik und später der Nordsee gegeben. Zusätzlich ergab sich die Hebung der Luftmassen aus der Lage der Kaltfront, welche sich vor der Trogachse im linken Jet-auszug befand. Dies geschah zeitlich gesehen sehr rasch, daher waren starke Druck- und zusätzlich durch die Front auch Temperaturunterschiede zu verzeichnen. Durch die massive Warmluftadvektion kam es in der Nacht zum 18. besonders in einigen westlichen Mittelgebirgen zu Dauerregen, der sich bis zum Morgen hin deutlich intensivierte und auf den gesamten Westen und Norden Deutschlands ausbreitete. Einer Schiffsmeldung zufolge wurde um 13 Uhr über der freien Nordsee kurz vor dem deutschen Festland ein Druckfall von 14,2 hPa in drei Stunden gemessen, im Norden Irlands stieg der Druck mit bis zu 15,1 hPa im selben Zeitraum an. Die milde Luft hat sich in Mitteleuropa verbreitet mit bis zu 14°C durchgesetzt. Postfrontal erreichten die Temperaturen in Irland beispielsweise nur noch 6°C. Durch diese signifikanten Temperaturgegensätze und dem Windsprung von Südwest auf Nordwest kam es im Bereich der Kaltfront zu Turbulenzen und konvektiven Umlagerungen mit linearer Organisationsstruktur (Squall-Line). Diese flächendeckende beziehungsweise weiträumige Ausdehnung des markanten Sturmfeldes ist die Besonderheit und zugleich auch die Gefährlichkeit des Orkantiefs Kyrill. Ein weiterer sehr wichtiger Faktor ist daher die Windscherung. Die Geschwindigkeitsscherung des Windes auf den ersten 2 km Höhe war mit Werten von zum Teil über 35 kn (über 65 km/h) extrem. Durch die linienartige Anordnung des konvektiv durchsetzten Niederschlagsgebietes konnten sich einige Gewitterzellen entwickeln und daher bestand erhöhtes Tornadopotential. Vor allem aber war die Gefahr gegeben, dass der starke Höhenwind vielerorts bis zum Boden herabtransportiert werden würde.

Die Dry Intrusion ($\hat{=}$ trockenes Einsaugen) brachte zusätzlich hohe Werte isentroper potentieller Vorticity in die Zyklogenese ein, die bei Verringerung der Schichtstabilität durch die Hebung zu einer Zunahme der absoluten Vorticity führte. Die fehlende Labilität wurde durch die Dry Intrusion erzeugt, deren trockene Stratosphärenluft die feuchtwarmen Luftmassen am Boden überlagerte und potentielle Instabilität hervorbrachte⁴.

⁴vgl. <http://www.meteomedia.ch/index.php?id=355> 12.9.2011,
vgl. <http://www.wetteran.de/analysen/kyrill-3.html> 15.9.2011

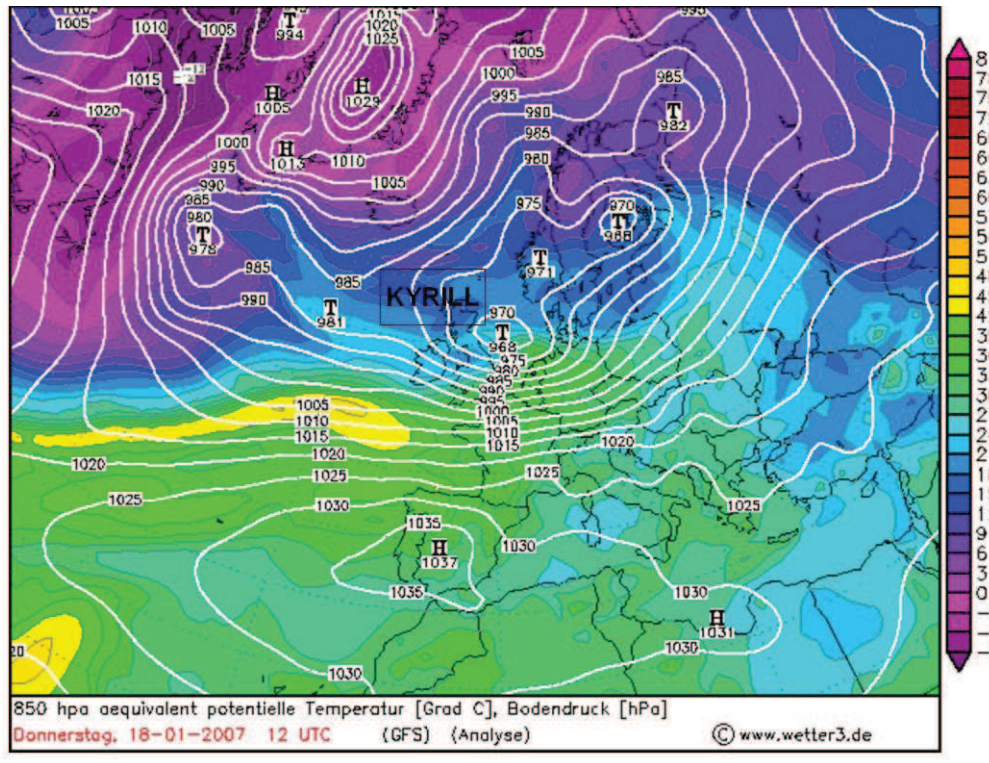


Abbildung 5.51: GFS-Analyse der äquipotentiellen Temperatur am 18.1.2007 um 12 UTC
 [www.wetter3.de/Archiv]

Abbildung 5.52 zeigt die Bodendruckverteilung und die dazugehörigen Fronten am Tag des Orkantiefs Kyrill um 6 UTC. Das prägnante Sturmtief ist mit zwei weiteren Tiefdrucksystemen verkettet und zieht in weiterer Folge nach Osten ab.

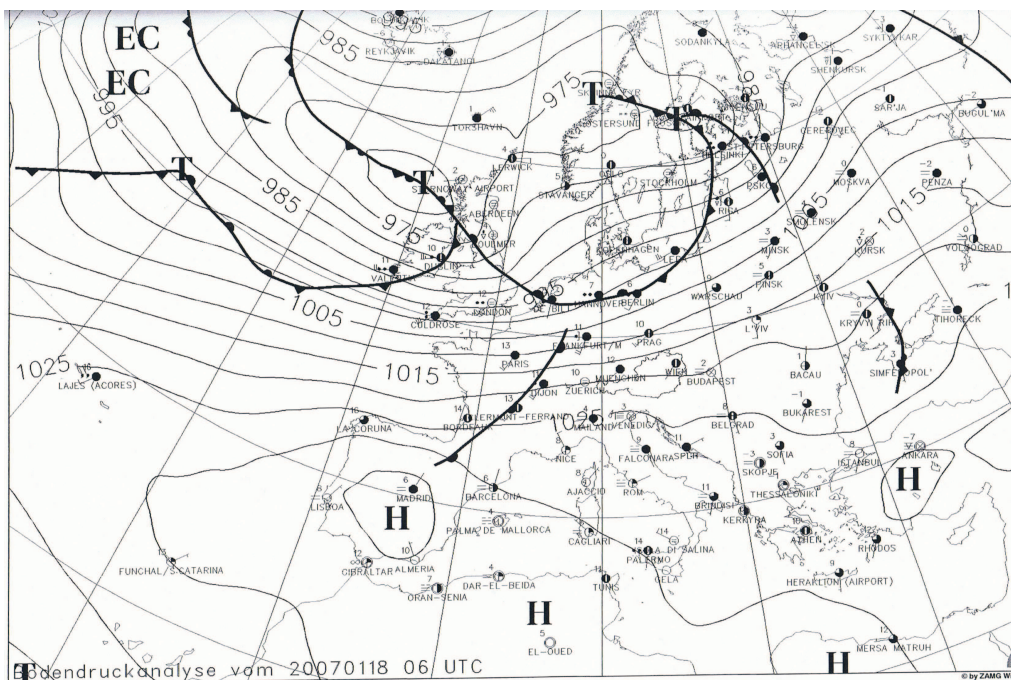


Abbildung 5.52: Bodendruckverteilung über Europa am 18.1.2007 um 6 UTC [ZAMG]

5 Auftreten in europäischen Ländern

Tatsächlich haben sich mit Durchzug von „Kyrill“ sowohl in Deutschland, Polen und der Tschechischen Republik einige Tornados gebildet. Sie unterscheiden sich stark sowohl in ihrer Lebensdauer als auch Intensität. Ich möchte an dieser Stelle auf die Diskussionsplattform von Skywarn (www.skywarn.de) verweisen, da dort zahlreiche Photos über das Schadensbild gemacht wurden und eine nähere Betrachtung den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde.

ORDER	TIME EVENT [UTC]	TIME ACCURACY [min]	COUNTRY	PLACE	F-SCALE	T-SCALE	PATH LENGTH [km]	MEAN PATH WIDTH [m]	MAX PATH WIDTH [m]
1	17:00	15	DE	Brachwitz	3	6	11	300	500
2	17:00	5	DE	Dusterforde	2	4	0.5	120	220
3	17:30	60	DE	Meseberg, Osterne	2	5	12	100	130
4	17:40	15	DE	Lutherstadt Wittenberg	-	-	-	-	-
5	18:00	60	PL	Silna	1	-	-	-	-
6	20:00	15	PL	Gaj Olawski, Osiek, Chwalibozyce	2	5	9	-	-
7	22:00	60	PL	Andrespol	2	4	-	50	-
8	22:19	5	CZ	Treben	2	-	-	-	-

Tabelle 5.1: Tornadoereignisse am 18.1.2007

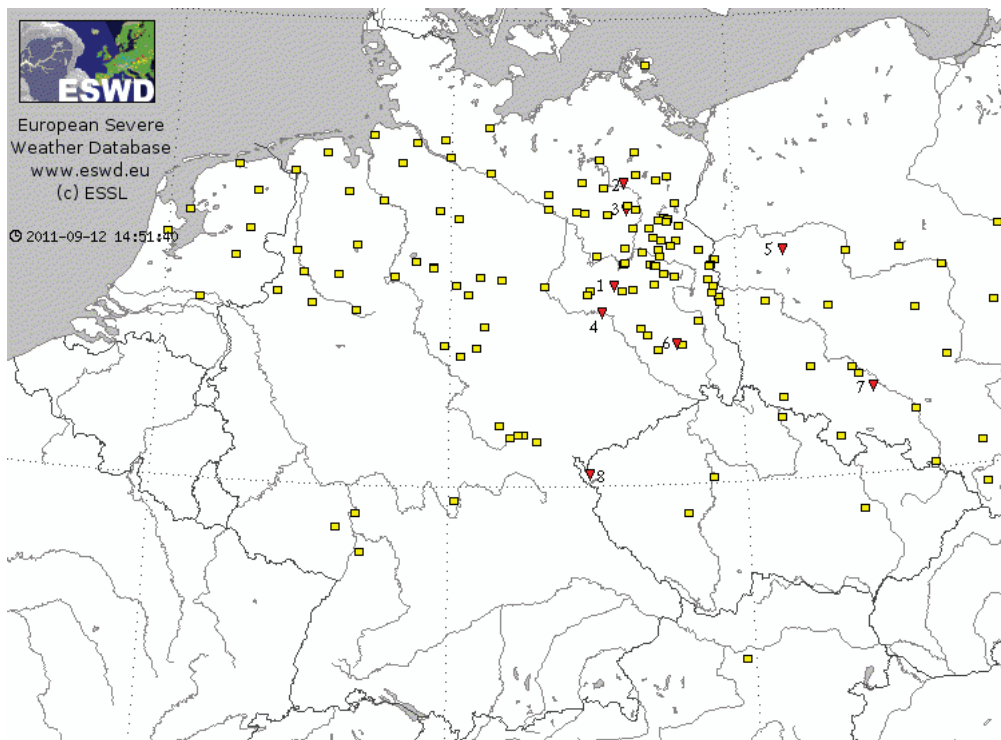


Abbildung 5.53: Tornados und Windspitzen am 18.1.2007 [ESSL]
zum besseren Verständnis mit Ziffern versehen

In der Karte (Abbildung 5.53) bekommt man nochmals einen guten Einblick über die Verteilung von Tornados (mit roten Dreiecken) und Windböen über 25 m/s (gelbe Rechtecke) über Deutschland, Polen und der Tschechischen Republik.

5 Auftreten in europäischen Ländern

Der Radiosondenaufstieg (Abbildung 5.54) in Lindenberg, Deutschland, zeigt zu zwei verschiedenen Zeitpunkten sehr hohe Windgeschwindigkeiten von 50 bis zu 80 kn in Bodennähe. Die Luft ist daher sehr gut durchmischt und sehr feucht. Zusätzlich zeigt Abbildung 5.54 extreme vertikale Windscherung mit 30 kn in Bodenniveau und 80 kn in 850 hPa, dessen Fläche hier auf 1160 m abgesunken ist. In etwa 750 hPa sind es Spitzen von fast 100 kn. Mit dem zunehmenden Hebungsantrieb konnte die Labilität bis etwa 350 hPa Höhe freigesetzt werden, dies entspricht eher sommerlichen Bedingungen für hochreichende Feuchtkonvektion⁵.

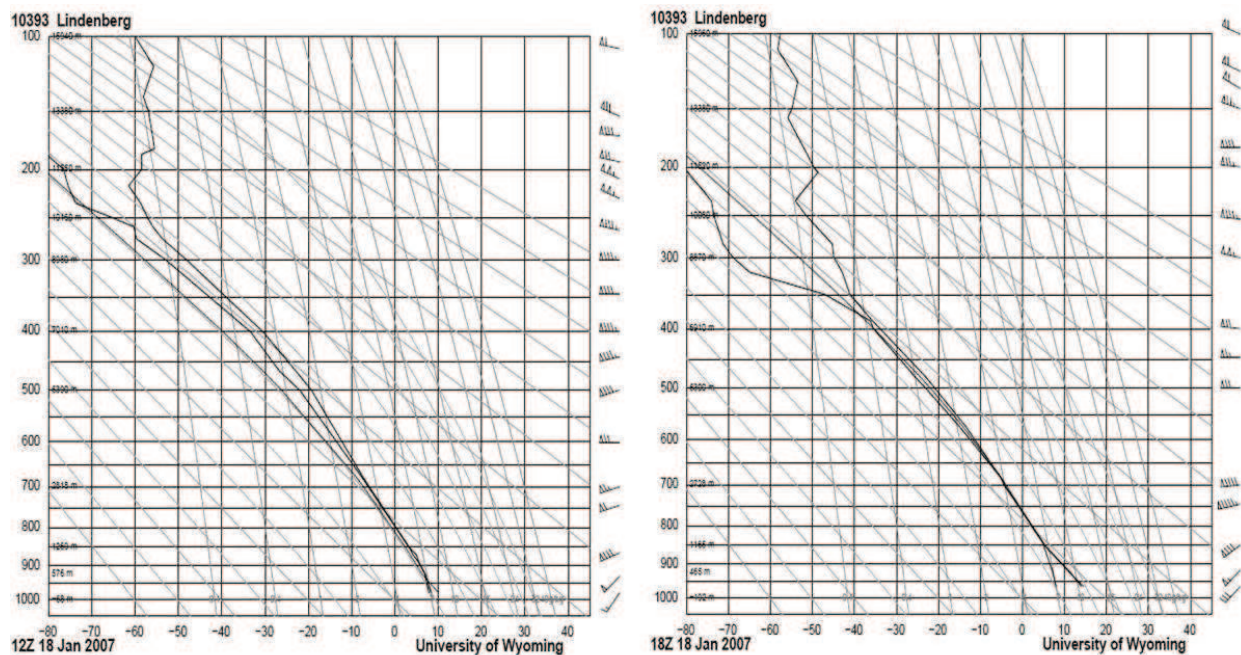


Abbildung 5.54: a, Radiosondenaufstieg in Lindenberg am 18.1.2007 um 12 UTC
b, Radiosondenaufstieg in Lindenberg am 18.1.2007 um 18 UTC
[<http://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html>] 14.9.2011

Der stärkste Tornado, der sich an diesem Tag ereignet hat, wurde mit F3/T6 klassifiziert. Wie aus der Tabelle 5.1 zu entnehmen ist, hat er in Brachwitz eine Schneise von 11 km Verwüstung verursacht und wies eine maximale Breite von 500 m auf. Nur allein durch die drei lokalen Wirbelstürme in Deutschland am jenen Tag wurden Schäden in Höhe mehrerer Dutzend Millionen Euro angerichtet. Zahlreiche Haushalte waren durch beschädigte Oberlandleitungen stundenlang ohne Stromversorgung⁶. Dank der guten Prognose wurden zum Schutz der Bevölkerung Maßnahmen getroffen, um deren Sicherheit zu gewährleisten. Allerdings forderte Kyrill trotzdem 47 Tote, zahlreiche Verletzte und verursachte einen geschätzten Gesamtschaden von ca. zehn Milliarden US-Dollar⁷.

⁵ vgl. <http://www.wetteran.de/analysen/kyrill-3.html> 15.9.2011

⁶ vgl. <http://www.meteomedia.ch/index.php?id=355> 12.9.2011

⁷ vgl. http://de.wikipedia.org/wiki/Orkan_Kyrill 12.9.2011

5.1.2.3 Tornados in Italien am 6.6.2009

Die Großwetterlage am 6.6.2009 war geprägt durch einen Trog über Westeuropa. Im Laufe des Tages tropft daraus ein Höhentief über Großbritannien ab, verstärkt sich und zieht Richtung Südost. Das dazugehörige Bodentief befindet sich weiter östlich in Ostfrankreich. In den folgenden Stunden zieht es am Alpennordrand vorbei bis in die Tschechische Republik. Durch die Überströmung der Westalpen bildet sich am Nachmittag ein weiteres Bodentief in Norditalien. Dadurch wird die Luft, welche ohnehin schon feucht geschichtet ist, zum Aufsteigen gezwungen. Daher ist genügend Labilität vorhanden, um hochreichende Konvektion auszulösen. In Zusammenhang mit der Kaltfront und vertikaler Windscherung wird eine kräftige Superzelle mit Mesozyklone im Raum Friaul ausgebildet. Dort sind die zwei stärksten Tornados an diesem Tag entstanden (siehe Tabelle 5.2).

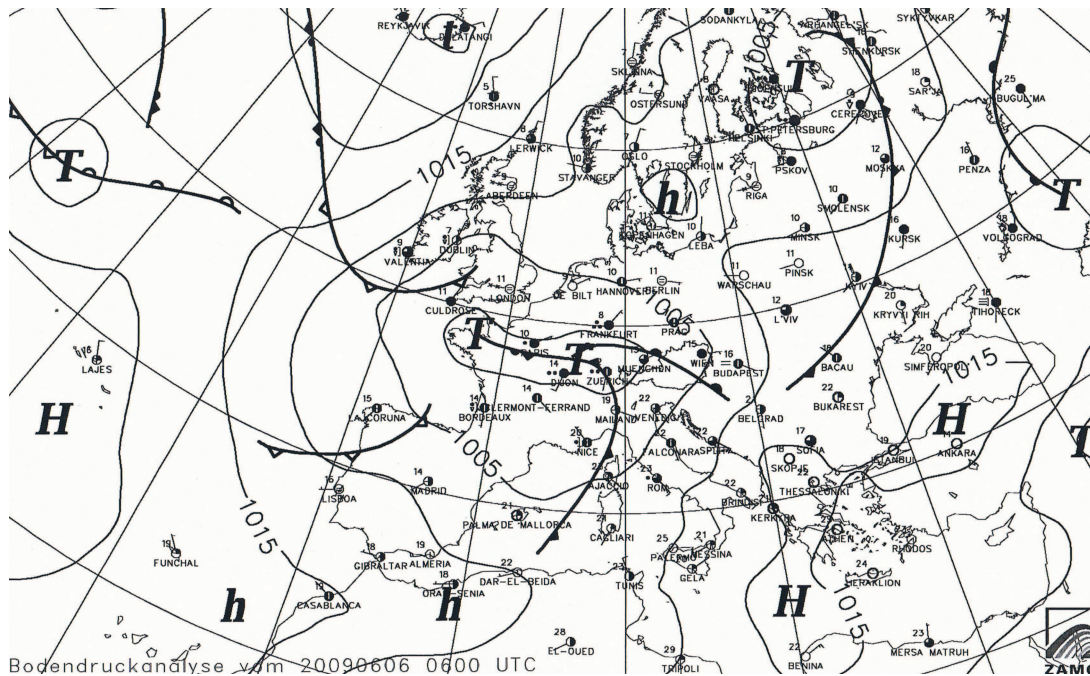


Abbildung 5.55: Bodendruckverteilung über Europa am 6.6.2009 um 6 UTC [ZAMG]

Ein zweites aber etwas schwächeres Gewitter bildete westlich von Mailand. Diese Zelle brachte zwei Tornados und eine Trichterwolke hervor. Die Intensität von allen Ereignissen war aber sehr schwach, sie haben kaum Zerstörungen verursacht.

Das Infrarot-Satellitenbild um 12 UTC zeigt die markante Wolkenbildung im Bereich um Friaul (siehe Abbildung 5.56). Die Gewitterwolke zog allerdings noch ein Stück weiter in den Osten und brachte erst ca. zwei Stunden später ihre Tornados hervor. Der Radiosondenaufstieg ist ebenfalls um 12 UTC getätigt worden. In Udine ist aber erst in den Abendstunden eine Trichterwolke beobachtet worden. Daher ist der vertikale Atmosphärenschnitt nicht aktuell aber dennoch aussagekräftig.

5 Auftreten in europäischen Ländern

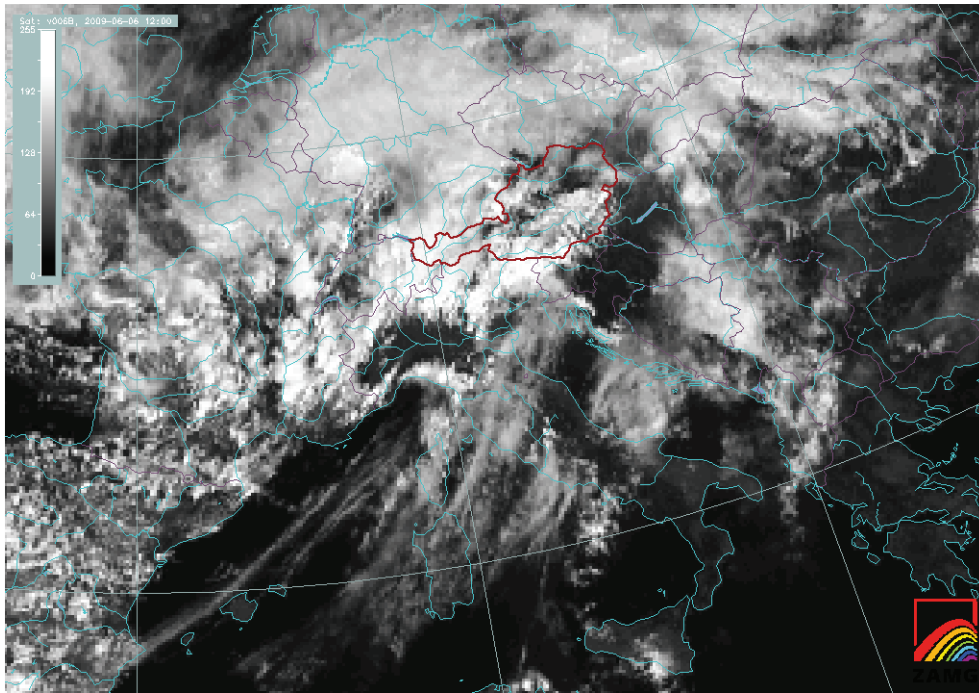


Abbildung 5.56: Infrarot-Satellitenbild um 12:00 UTC [ZAMG]

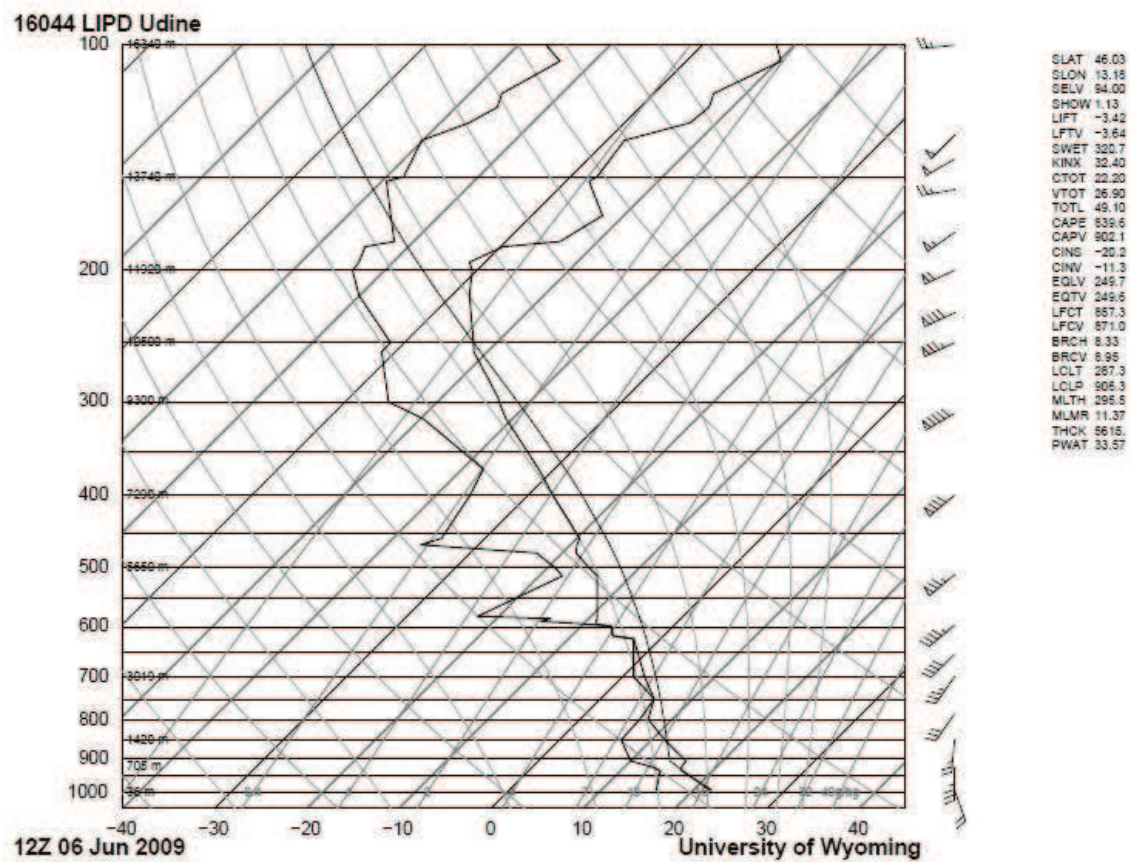


Abbildung 5.57: Radiosondenaufstieg in Udine am 6.6.2009 um 12 UTC
<http://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html> 27.9.2011

5 Auftreten in europäischen Ländern

In Abbildung 5.57 erkennt man eine schwache Inversion und CAPE ist ebenfalls vorhanden. In den unteren drei Kilometern ist der Wind sehr stark und weist eine Warmluftadvektion auf. Die Schicht ist sehr feucht und daher sind alle Komponenten erfüllt, um Gewitter entstehen zu lassen.

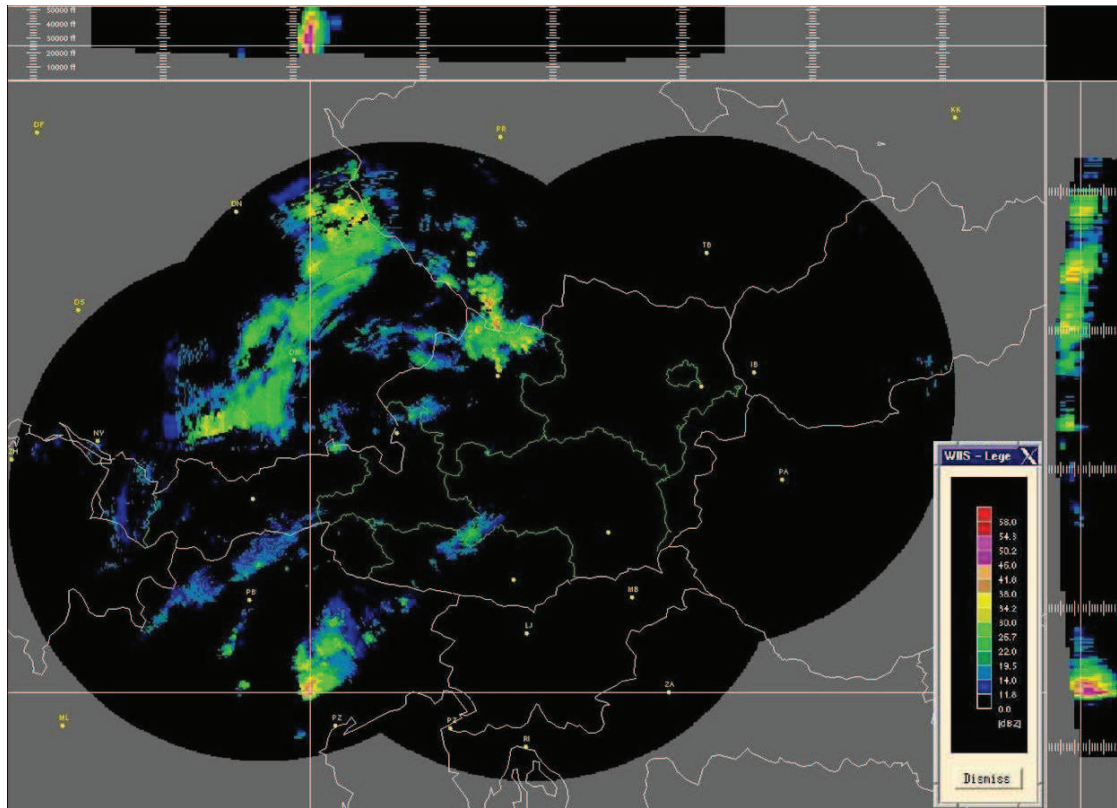


Abbildung 5.58: Radarbild um 13:10 UTC [Austro Control]

Aus der Sicht der vier österreichischen Radars (siehe Abbildung 5.58) ist nur die östliche Zelle sichtbar. Es wurde ein Kreuz angelegt und man erkennt, dass die vertikale Ausdehnung bis in die Höhe von 50 000 ft reicht. Die Reflektivität zeigt trotz der großen Entfernung der nächstgelegenen Radarstandorte, Zirbitzkogel und Patscherkofel, über 50 dbZ an und ist ein mögliches Indiz für eine mächtig ausgebildete Superzelle.

Im zweiten Radarbild aus europäischer Sicht um 13:19 UTC kann man das Frontensystem über Deutschland sowie die beide Gewitterzellen erkennen.

Man beachte die zeitliche Differenz von einer halben Stunde zwischen Radarbild und Auftreten des Tornados. Es muss schon starker Abwind bestanden haben, da sich nach dem Auftauchen der letzten Trichterwolke das Gewitter rasch aufgelöst hat.

5 Auftreten in europäischen Ländern

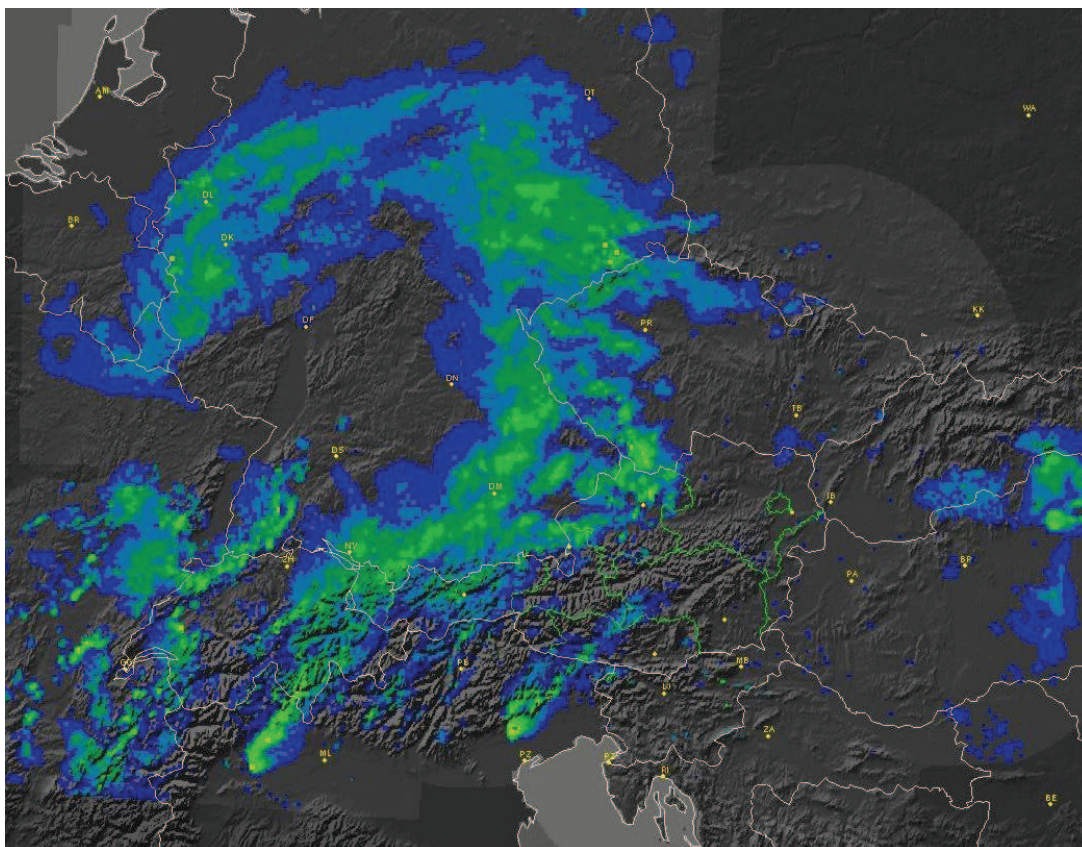


Abbildung 5.59: Radarbild um 13:19 [Austro Control]

ORDER	TIME EVENT [UTC]	TIME ACCURACY [min]	PLACE	TYPE EVENT	F-SCALE	T-SCALE
1	13:15	15	Vercelli	TORNADO	-	-
2	13:45	1	Orbassano	FUNNEL	-	-
3	13:45	15	Riese Pio X	TORNADO	3	6
4	13:45	1	Vazzola	FUNNEL	-	-
5	14:10	5	Vercelli	TORNADO	0	-
6	14:30	60	Orcenico Superiore, Pozzodipinto, Valvasone, Sassonia	TORNADO	2	5
7	17:07	5	Ramanzacco	FUNNEL	-	-

Tabelle 5.2: Tornado- und Trichterwolkenereignisse am 6.6.2009



Abbildung 5.60: Tornados und Trichterwolken am 6.6.2009 [ESSL]
zum besseren Verständnis mit Ziffern versehen

Die Abbildung 5.60 soll dem Leser helfen, die zeitliche Reihenfolge besser nachvollziehen zu können. Die Ereignisse 1,2 und 5 stammten von dem schwächeren Gewitter ab und waren ebenfalls schwach in ihrer Intensität. Die Vorkommnisse in Friaul-Ebene (3,4,6,7) haben teilweise große Schäden verursacht. Die Häuser wurden stark beschädigt und verloren zum Teil auch ihre Dächer.

Zwischen den beiden Tornados (3,6) liegt eine räumliche Distanz von 330 km und ein zeitlicher Abstand von 45 Minuten. Es gab trotz Vorwarnung 28 Verletzte, aber glücklicherweise keine Toten.

6 Vorhersagemöglichkeiten

Den Meteorologen stehen viele unterschiedliche Informationen, wie Radarbilder, Radiosondenaufstiege, Satellitenbilder, Modellrechnungen und so weiter, zur Verfügung. Es wurden empirische Regeln aufgestellt, um eine schnellere Prognose zu ermöglichen. Gerade bei den CAPE-Werten wird es offensichtlich, dass Zahlen kein Garant dafür sind, ob ein Gewitter zustande kommt oder nicht. Es ist wichtig immer alle Indizien im Auge zu behalten, da zum Beispiel eine geringe Änderung eines Parameters den Durchstoß der Inversion erlaubt und daher ein völlig anderes Ergebnis zur Folge haben kann. Bezüglich der Scherung des Windes gelten ähnliche Regeln. Es darf nie vergessen werden, dass einige Zutaten notwendig sind, um ein Gewitter oder speziell eine Superzelle auslösen zu können. Sind diese zeitlich und räumlich nicht überlappend, kann keines entstehen.

Das Hakenecho wurde lange Zeit als Beweis für Tornadobildung herangezogen, allerdings sind es nur wenige Prozent, wo diese Annahme zutrifft. Im Allgemeinen ist der tatsächliche Prozess einer hochreichenden vertikalen Konvektion noch nicht vollständig verstanden. Daher rührt auch die Schwierigkeit einen Tornado beziehungsweise auch seine Intensität exakt vorherzusagen. Meteorologen sind zwar in der Lage durch einige Charakteristika eine Wahrscheinlichkeit anzugeben, aber der Wunsch nach genaueren Prognosen kann noch nicht erfüllt werden. Dazu ist es wichtig, die Physik der Atmosphäre sowohl im kleinräumigen Bereich als auch in der Mesoskala genauer zu verstehen.

Ein weiteres Problem in der Vorhersage von Tornados liegt darin, dass die meisten Fälle kürzer als zehn Minuten andauern. Die Kette von Informationsweitergabe vom Beobachter zum Meteorologen, dessen Einschätzung der Situation, bis hin zu den Medien dauert einfach zu lange, um die Menschen rechtzeitig warnen zu können. Dauern die Tornados hingegen länger an und man kann deren Zugbahn vorhersagen, dann ist eine Warnung möglich und sinnvoll.

7 Zusammenfassung und Ausblick

Fasst man die Zeitreihen der verschiedenen Länder zusammen, lässt sich ein eindeutiger Trend zu vermehrter Dokumentationen von Tornados feststellen. Gerade die südlichen Länder haben erst seit der Gründung des European Severe Storms Laboratory begonnen, Extremerscheinungen zu dokumentieren. Deutschland hingegen hat sehr viele historische Aufzeichnungen und auch Österreich hatte immer wieder Eintragungen in den letzten Jahrhunderten. Erst im letzten Jahrzehnt sind die technischen Möglichkeiten in jedem Haushalt gestiegen. Computer, Digitalkameras beziehungsweise Handys und Internet ermöglichen eine schnelle Verbreitung von Informationen unmittelbaren Geschehens. So wird den Meteorologen verschiedener Institutionen die Chance gegeben, alle extremen Ereignisse zu katalogisieren. Es werden zusätzlich einzelne Fallstudien betrieben, um gewisse Charakteristika einzelner Länder und Regionen herauszufinden. Die Ergebnisse sollen den Wissenschaftlern helfen um bessere Prognosen für die betroffenen Gebiete zu erstellen. Daher wäre es ein Fehler an dieser Stelle zu sagen, dass Tornados und Böenfrontwirbel in den letzten Jahren durch den Klimawandel öfter auftreten.

Die Dokumentation von Schäden ist beinahe ebenso wichtig wie die Berichte von Augenzeugen. Dadurch wird Meteorologen ermöglicht die Stärke, Breite des rotierenden Rüssels, Länge und Richtung der Zugbahn zu ermitteln. Vor allem aber kann daher eine Verwechslung zwischen Tornados und Downbursts vermieden werden. Die Schäden weisen beim erstgenannten konvergente und bei Downbursts divergente Muster auf. Diese zusätzlichen Bildmaterialien helfen ungemein, um eine aussagekräftige Statistik zu erstellen. Um tatsächliche Trends feststellen zu können, werden noch einige Jahrzehnte benötigt, da es immer wieder Jahre geben wird, wo mehr oder weniger Ereignisse auftreten.

Es ist von großer Bedeutung in die Wissenschaft zu investieren, damit der Stand der technischen Möglichkeiten weiterhin auf einem hohen Level gehalten werden kann. Hochpräzise Messgeräte, die Parameter wie Druck, Temperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit aufzeichnen, können den Wissenschaftlern helfen eine wahrscheinlichkeitsorientiertere Vorhersage in Zukunft zu erleichtern.

Abbildungsverzeichnis

2.1	Einige mögliche und idealisierte Erscheinungsbilder von Tornados und Wasserhosen (nach Eisenbach, 2004 in [39])	4
2.2	Ein mögliches und idealisiertes Erscheinungsbild einer Trichterwolke (nach Eisenbach, 2004 in [39])	6
2.3	Einige mögliche und idealisierte Erscheinungsbilder von Kleintromben (nach Eisenbach, 2004 in [39])	7
2.4	Mögliches und idealisiertes Erscheinungsbild von einem Böenfrontwirbel (nach Eisenbach, 2004 in [39])	8
2.5	Mögliches und idealisiertes Erscheinungsbild von Gewitterfallböen (nach Eisenbach, 2004 in [39])	8
2.6	Mögliches und idealisiertes Erscheinungsbild von einer Gewitterböenfront (nach Eisenbach, 2004 in [39])	9
2.7	Schematische Darstellung einer Einzelzelle (nach Zajak, B. und Weaver, J., 2002 in [30])	11
2.8	Schematische Darstellung einer Multizelle [21]	12
2.9	Aufbau einer Superzelle [42]	13
2.10	Schematische Auf-, Ansicht einer Superzelle [30]	14
2.11	Beispiel eines Radiosondenaufstiegs [4]	18
2.12	Schematische Darstellung der vertikalen Windscherung und der horizontalen Vorticity [25]	20
2.13	Streamwise Vorticity [5]	21
2.14	Crosswise Vorticity [5]	21
2.15	Helicityströmung [25]	22
3.1	Darstellung von einem horizontalen Mutterwirbel [Wegener, 1928]	24
3.2	Darstellung der Verwirbelung eines Tornados (nach Stout, 1957 in [38])	25
3.3	linke Abbildung: Darstellung von Windrichtungen innerhalb einer langlebigen Zelle (nach Browning, 1964 in [38]) rechte Abbildung: Kippen der horizontalen Vorticity durch Scherung verursacht einen „right mover“ (nach Barnes, 1968 in [38])	26
3.4	Darstellung einer Gewitterzelle in Bewegungsrichtung und ihr Rotationsverhalten (nach Fujita und Grandoso, 1968 in [38])	26

Abbildungsverzeichnis

3.5	Rotationsverhalten innerhalb einer Gewitterzelle [28]	27
3.6	Strömungsverhältnisse in einem Tornado [33]	28
3.7	Schema des Druckfeldes und der radial-vertikalen Stromlinien in einem Tornado [26]	29
3.8	Photo eines typischen „clear slot“ mit RFD 2.6.1995 [34]	30
3.9	Schematische Darstellung einer konvektiven Wolke [28]	31
3.10	Dreidimensionale Perspektive einer Superzelle [28]	31
3.11	Höhenwinde bei typischen Tornadolagen [26]	33
3.12	Aufsicht einer schematischen Darstellung einer Superzelle mit zwei Tornado [28]	34
3.13	Radarbild und dessen schematischer Aufbau am 3.6.1980 [29]	34
4.1	Matrix der Fujita-Skala und der Gebäudestruktur in Mitteleuropa [16]	40
5.1	Jährliche Anzahl von Tornados im 16. Jahrhundert	43
5.2	Jährliche Anzahl von Tornados im 17. Jahrhundert	43
5.3	Jährliche Anzahl von Tornados im 18. Jahrhundert	44
5.4	Jährliche Anzahl von Tornados im 19. Jahrhundert	44
5.5	Jährliche Anzahl von Tornados im 20. Jahrhundert	45
5.6	Jährliche Anzahl von Tornados im ersten Jahrzehnt des 21. Jahrhunderts .	46
5.7	Tornado-Sichtungen in Europa ab 1515 bis 10.8.2011 [ESSL]	46
5.8	Trichterwolke-Sichtungen in Europa ab 1515 bis 10.8.2011 [ESSL]	47
5.9	Böenfrontwirbel-Sichtungen in Europa ab 1515 bis 10.8.2011 [ESSL]	47
5.10	Tornado-Sichtungen in Österreich [ESSL]	48
5.11	Tornado-, Böenfrontwirbel-, Trichterwolke-Sichtungen in Österreich [ESSL]	49
5.12	Klassifizierte Starkwind-Ereignisse in Österreich	50
5.13	Jährliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln . . .	51
5.14	Monatliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln . .	51
5.15	Tagesverteilung von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln	52
5.16	Tornado-, Böenfrontwirbel-, Trichterwolke-Sichtungen in Deutschland [ESSL]	54
5.17	Tornado-Sichtungen in Mitteleuropa [ESSL]	54
5.18	Klassifizierte Starkwind-Ereignisse in Deutschland	55
5.19	Jährliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln . . .	55
5.20	Monatliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln . .	56
5.21	Tagesverteilung von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln	57
5.22	Tornado-, Böenfrontwirbel-, Trichterwolke-Sichtungen in der Schweiz [ESSL]	58
5.23	Klassifizierte Starkwind-Ereignisse in der Schweiz	59
5.24	Jährliche Anzahl von Tornados und Trichterwolken	59

Abbildungsverzeichnis

5.25	Monatliche Anzahl von Tornados und Trichterwolken	60
5.26	Tagesverteilung von Tornados und Trichterwolken	60
5.27	Tornado-, Böenfrontwirbel-, Trichterwolke-Sichtungen in Frankreich [ESSL]	61
5.28	Tornado-Sichtungen in Frankreich [ESSL]	62
5.29	Klassifizierte Starkwind-Ereignisse in Frankreich	62
5.30	Jährliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln . . .	63
5.31	Monatliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln . .	64
5.32	Tagesverteilung von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln	64
5.33	Tornado-, Trichterwolke-Sichtungen in Spanien [ESSL]	65
5.34	Tornado-Sichtungen in Spanien [ESSL]	66
5.35	Klassifizierte Starkwind-Ereignisse in Spanien	66
5.36	Jährliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln . . .	67
5.37	Monatliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln . .	68
5.38	Tagesverteilung von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln	68
5.39	Tornado-, Trichterwolke-Sichtungen in Italien [ESSL]	69
5.40	Tornado- Sichtungen in Italien [ESSL]	70
5.41	Klassifizierte Starkwind-Ereignisse in Italien	70
5.42	Jährliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln . . .	71
5.43	Monatliche Anzahl von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln . .	72
5.44	Tagesverteilung von Tornados, Trichterwolken und Böenfrontwirbeln	72
5.45	Tornado in Wiener Neustadt am 10.7.1916 [ESSL]	73
5.46	Zugbahn des Tornados 10.7.1916 [9]	74
5.47	Beschädigte Gebäude in Wiener Neustadt [9]	74
5.48	Schäden an der Lokomotivfabrik [9]	75
5.49	Schäden in der Wienerstraße-Kreuzgasse [9]	76
5.50	Schäden (Objekt unbekannt) [9]	76
5.51	GFS-Analyse der äquipotentiellen Temperatur am 18.1.2007 um 12 UTC [www.wetter3.de/Archiv]	78
5.52	Bodendruckverteilung über Europa am 18.1.2007 um 6 UTC [ZAMG] . . .	78
5.53	Tornados und Windspitzen am 18.1.2007 [ESSL] zum besseren Verständnis mit Ziffern versehen	79
5.54	a, Radiosondenaufstieg in Lindenberg am 18.1.2007 um 12 UTC b, Radiosondenaufstieg in Lindenberg am 18.1.2007 um 18 UTC [http://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html] 14.9.2011	80
5.55	Bodendruckverteilung über Europa am 6.6.2009 um 6 UTC [ZAMG]	81
5.56	Infrarot-Satellitenbild um 12:00 UTC [ZAMG]	82
5.57	Radiosondenaufstieg in Udine am 6.6.2009 um 12 UTC [http://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html] 27.9.2011	82
5.58	Radarbild um 13:10 UTC [Austro Control]	83

Abbildungsverzeichnis

5.59	Radarbild um 13:19 [Austro Control]	84
5.60	Tornados und Trichterwolken am 6.6.2009 [ESSL]	
	zum besseren Verständnis mit Ziffern versehen	85

Tabellenverzeichnis

4.1	Windgeschwindigkeiten in m/s und km/h der F-, T- und B-Skalen in Beziehung zu mittleren Schadensätzen [39]	37
4.2	Typische Sturmschäden in Mitteleuropa als Funktion der T- und F-Skala [39]	40
5.1	Tornadoereignisse am 18.1.2007	79
5.2	Tornado- und Trichterwolkenereignisse am 6.6.2009	84

Literaturverzeichnis

- [1] Aller, D. and E. Kozlowski: 2008, ‘Unwetter und ihre Relevanz für die Versicherungswirtschaft, Deutscher Wetterdienst, promet’. **34**(1-2), 10–20.
- [2] Bammel, K., A. Fallert-Müller, U. Kilian, and S. Klonk: 2008, *Wetter und Klima*, Vol. 31. Geo, Gruner+Jahr, Bibliographisches Institut, Mannheim.
- [3] Cotton, W. and R. Anthes: 1997, *Storm and cloud dynamics*. Academic Press.
- [4] Dahl, J.: 2006, ‘Supercells-Their Dynamics and Prediction; Diplomarbeit; freie Universität Berlin’.
- [5] Dahl, J.: 2011, ‘Prognostische Unterscheidung konvektiver Unwetterarten; Powerpointpräsentation’. *Hagelsymposium, NÖ*.
- [6] Davies-Jones, R.: 2006, ‘Tornadogenesis in supercellstorms, National Severe Storms Laboratory, NOAA’.
- [7] Davies-Jones, R., R. Trapp, and H. Bluestein: 2001, ‘Tornadoes and tornadic storms.’. *Severe convective storms* **28**, 167–221.
- [8] Dessens, J. and J. Snow: 1989, ‘Tornadoes in France’. *Weather and forecasting* **4**, 110–132.
- [9] Dörr, J.: 1917, ‘Die Windhose von Wiener Neustadt am 10. Juli 1916; Meteorologische Zeitschrift’. **34**(1).
- [10] Doswell III, C.: 1980, ‘Synoptic-scale environments associated with high plains severe thunderstorms’. *Bull. Amer. Meteor. Soc* **61**(11), 1388–1400.
- [11] Doswell III, C. and D. Burgess: 1993, ‘Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models’. *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards* **79**, 161–172.
- [12] Dotzek, N.: 2004, ‘Tornado-und Downburstklimatologie’. *Deutscher Wetterdienst, Klimastatusbericht, Symposium Naturkatastrophen in Mittelgebirgsregionen* pp. 171–180.

- [13] Dotzek, N., G. Berz, E. Rauch, and R. Peterson: 2000, ‘Die Bedeutung von Johannes P. Letzmanns, Richtlinien zur Erforschung von Tromben, Tornados, Wasserhosen und Kleintromben für die heutige Tornadoforschung’. *METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT-BERLIN*- **9**(3), 165–174.
- [14] Dotzek, N., R. Hannesen, and K. Beheng: 1999, ‘Tornados in Deutschland’. In: *Proc. Sympos. Naturkatastrophen in Mittelgebirgsregionen, Univ. Karlsruhe*, Vol. 11. pp. 12–19.
- [15] Etling, D.: 2008, *Theoretische Meteorologie: eine Einführung*. Springer.
- [16] Feuerstein, B., P. Groenemeijer, E. Dirksen, M. Hubrig, A. Holzer, and N. Dotzek: 2011, ‘Towards an improved wind speed scale vs. damage description adapted for Central Europe’. *Atmospheric Research*.
- [17] Gayá, M., C. Ramis, R. Romero, and C. Doswell III: 1997, ‘Tornadoes in the Balearic Islands (Spain): Meteorological Setting’. In: *Proceedings, INM/MO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean*. pp. 525–534.
- [18] Giaioti, D., M. Giovannoni, A. Pucillo, and F. Stel: 2007, ‘The climatology of tornadoes and waterspouts in Italy’. *Atmospheric research* **83**(2-4), 534–541.
- [19] Glickman, T. and W. Zenk: 2000, ‘Glossary of meteorology, American Meteorological Society’.
- [20] Groenemeijer, P.: 2005, ‘Sounding-derived parameters associated with severe convective storms in the Netherlands’. Ph.D. thesis, MS thesis, Institute of Marine and Atmospheric research Utrecht.
- [21] Höller, H.: 1994, ‘Mesoscale organization and hailfall characteristics of deep convection in southern Germany’. *Contributions to atmospheric physics* **67**(3), 219–234.
- [22] Holzer, A.: 2001, ‘Tornado climatology of Austria’. *Atmospheric research* **56**(1-4), 203–211.
- [23] Homar, V., M. Gaya, R. Romero, C. Ramis, and S. Alonso: 2003, ‘Tornadoes over complex terrain: an analysis of the 28th August 1999 tornadic event in eastern Spain’. *Atmospheric research* **67**, 301–317.
- [24] Huschke, R.: 1959, ‘Glossary of Meteorology’. *American Meteorology Society, Boston, Mass.* p. 505.
- [25] Kaltenböck, R.: 2000, *Der Einfluss der vertikalen Windscherung auf die Bildung von Gewittern; CD; Austro Control*.

- [26] Kaufeld, L.: 1977, ‘Tornados und Wasserhosen’. *Wetterlotse* **29**, 101–124.
- [27] Kerr, B. and G. Darkow: 1996, ‘Storm-relative winds and helicity in the tornadic thunderstorm environment’. *Weather and forecasting* **11**(4), 489–505.
- [28] Klemp, J.: 1987, ‘Dynamics of tornadic thunderstorms’. *Annual review of fluid mechanics* **19**(1), 369–402.
- [29] Klemp, J. and R. Rotunno: 1983, ‘A study of the tornadic region within a supercell thunderstorm’. *J. Atmos. Sci* **40**, 359–377.
- [30] Krutina, M.: 2007, ‘Gewitter-Grundlagen, Phänomene und Gefahren, Powerpoint-präsentation’.
- [31] Letzmann, J.: 1944, *Richtlinien zur Erforschung von Tromben, Tornados, Wasserhosen und Kleintromben*. Universität Graz.
- [32] Lewellen, W.: 1993, ‘Tornado vortex theory’. *The Tornado: its structure, dynamics, prediction, and hazards* **79**, 19–39.
- [33] Malberg, H.: 2006, *Meteorologie und Klimatologie: Eine Einführung*. Springer Verlag.
- [34] Markowski, P.: 2002, ‘Hook echoes and rear-flank downdrafts: A review’. *Monthly weather review* **130**(4), 852–876.
- [35] Mayer, D.: 2008, ‘Allgemeine Meteorologie 2; Skript; Universität Wien’.
- [36] Ortner, C.: 2008, ‘Analyse der konvektiv verfügbaren potentiellen Energie (CAPE) im Alpenraum; Diplomarbeit; Universität Wien’.
- [37] Pistotnik, G.: 2011, ‘Exkursion Stormchasing, Einführungsvortrag Teil 1, Powerpoint-präsentation’. *Universität Wien*.
- [38] Rotunno, R.: 1993, ‘Supercell thunderstorm modeling and theory’. *The tornado: Its structure, dynamics, prediction, and hazards* **79**, 57–73.
- [39] Svabik, O. and A. Holzer: 2005, ‘Kleinräumige, konvektive Stürme und Wirbelstürme (Tornados) in Österreich’. *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik* **36**.
- [40] Tuschy, H.: 2009, ‘Nutzen und Unsicherheit konvektiver Parameter bei organisierten Gewittern, Powerpointpräsentation; DLR-Institut für Physik der Atmosphäre’.
- [41] Wegener, A.: 1917, *Wind-und Wasserhosen in Europa*. F. Vieweg & Sohn.
- [42] Williams, J.: 1992, ‘The Weather Book’. *Vintage Books, a Division of Random House Inc.*

Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle bei meinem Betreuer O. Univ. Prof. Dr. Reinhold Steinacker bedanken. Er konnte mir wertvolle Tipps geben und hat mir unter anderem zwei Meteorologen empfohlen, die meine Begeisterung für Tornados teilen. Das wären zum einen Mag. Alois M. Holzer, welcher bei European Severe Storms Laboratory arbeitet und mir die gesammelten Daten (ESSL) dankenswerterweise zur Verfügung gestellt hat. Trotz seiner Elternzeit hat er sich für all meine Anliegen und Probleme Zeit genommen. Bei Herrn Mag. Georg Pistotnik möchte ich mich bedanken, weil er mir viele interessante Artikel zukommen ließ. Er hat mir auch die Satellitenbilder von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik zur Verfügung gestellt, die meine Arbeit bereicherten. Zusätzlich möchte ich ihm für das zeitaufwändige Korrekturlesen meinen Dank aussprechen. Des weiteren möchte ich mich bei den Flugmeteorologen Mag. Rudolf Kaltenböck und Mag. Wolfgang Pöttschacher für die Bereitstellung der Radarbilder von Austro Control bedanken.

Ich möchte mich bei meinen Studienkollegen/innen für die zahlreichen Diskussionen und Anregungen bedanken und speziell bei Elena Stautzebach, welche mich immer wieder motiviert hat und bei zahlreichen technischen Fragen sofort eine Lösung parat hatte.

Mein größter Dank gilt meinen Eltern, sie haben mich sowohl finanziell als auch seelisch unterstützt. Sie hatten immer ein offenes Ohr für meine Probleme und verstanden es mich aufzubauen. Mein spezieller Dank gilt meiner Mutter, da sie die sprachliche Korrektur dieser Arbeit sehr mühevoll und genau durchgeführt hat.

Abschließend möchte ich mich bei meinem Freund, René Hammerl, bedanken. Er hat mich mein ganzes Studium begleitet und ist bei allen Höhen und Tiefen immer für mich da gewesen.

Curriculum Vitae

Generelle Informationen

Name	Katharina Amstler
Geburtsdatum-, Ort	30.05.1987 in Wien
Staatsbürgerschaft	Österreich
Adresse	Breitenfurterstraße 190/26/7 1230 Wien
Email	katharina.amstler@aon.at

Ausbildung

Schulausbildung	
1993-1997	Volksschule Börsegasse
1997-2001	Allgemeinbildende Höhere Schule Stubenbastei
2001-2004	Oberstufenrealgymnasium Marianum
2004-2006	Oberstufenrealgymnasium St. Ursula
2006	Matura, Oberstufenrealgymnasium St. Ursula
Studium	
2006-2011	Studentin der Meteorologie an der Hauptuniversität Wien Schwerpunkt: Synoptisch-Dynamische Meteorologie

Berufserfahrung

2006-2009, 2011	Ferialpraktikum bei Generali IT-Solutions GmbH
2007-2011	Physik-Nachhilfelehrerin bei Dr. Rampitsch
2010	Praktikum bei Austro Control Österreichische Gesellschaft für Zivilluftfahrt mbH Projekt „Analyse der Cloudtops mit WIIS“
2011	Tutorin an der Hauptuniversität Wien der Lehrveranstaltungen Stormchasing und Wetterbesprechung 2 (konvektive Prozesse)