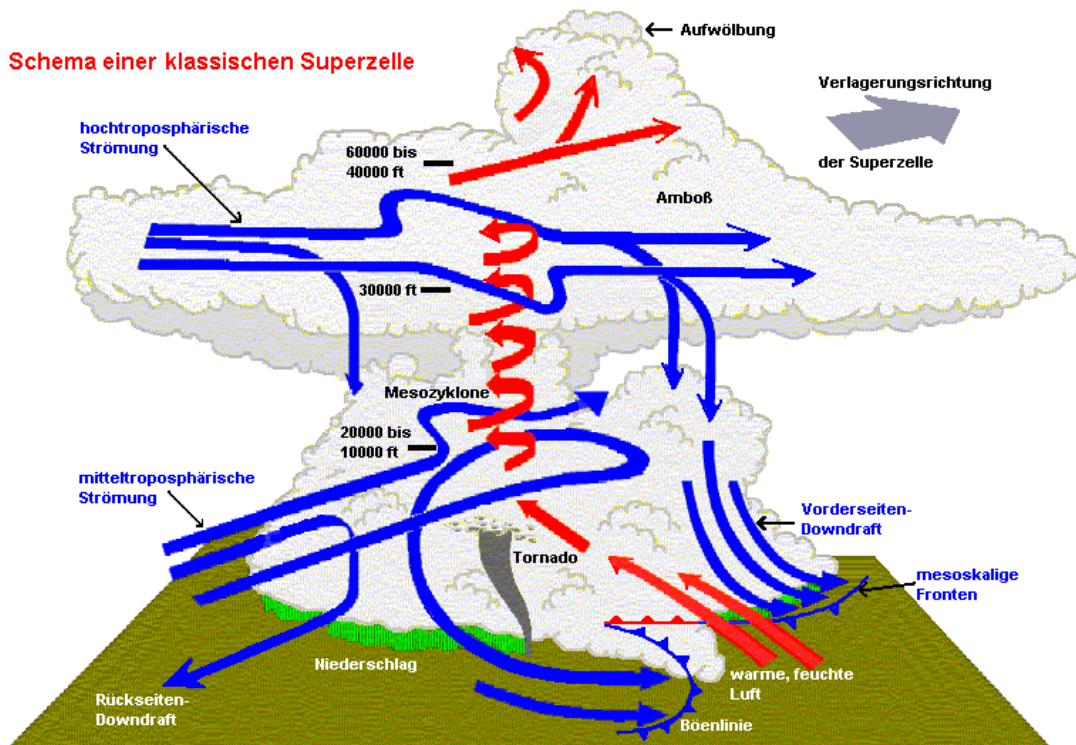


Wolkenschnüffler



Flugmeteorologie



Gewitter - Strukturen, Dynamik und Vorhersage

Michael F. H. Krutina

Stand: Mai 2009

D:\Webseite\Deckblätter\Gewitter Dynamik Webseite.wpg

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	1
1. Bildungsvoraussetzungen von Gewittern	2
1.1 Arten der statischen Stabilität	2
1.1.1 Allgemeines	2
1.1.2 Labile Schichtung	3
1.1.3 Bedingte Labilität	4
1.1.3.1 Level of Free Convection LFC	5
1.1.3.2 Latente Labilität	7
1.1.4 Potentielle Labilität	7
1.2 Berechnung der statischen Stabilität	10
1.2.1 Convective Inhibition CIN	10
1.2.2 Convective Available Potential Energy CAPE	11
1.2.1.1 CAPE(KKN) oder CAPE(LFC)	12
1.2.1.2 CAPE(Boden)	13
1.3 Dominierende gewitterbildende Faktoren	14
1.3.1 Grundtypen von Gewittern	15
1.3.1.1 Einzelzelle	18
1.3.1.2 Multizelle	19
1.3.1.3 Superzelle	21
1.3.2 Schwergewitter	25
1.4 Bedeutung der Wet-Bulb Zero Height WBZ	29
2. Grundlagen der troposphärischen Dynamik	30
2.1 Luftbewegung	30
2.1.1 Allgemeines	30
2.1.1.1 Meteorologische Feldkoordinaten und ihre Differentialie	30
2.1.1.2 Bewegung eines Luftteilchens in Raum und Zeit	31
2.1.2 Bewegung eines Luftpaketes und Nabla-Operator	32
2.1.3 Horizontale Bewegungsgleichung	33
2.1.4 Zyklostrophischer Wind	34
2.2 Kontinuitätsgleichung	35
2.2.1 Allgemeines	35
2.2.2 Kontinuitätsgleichung im p-System	36
2.3 Vorticitygleichung	38
2.3.1 Allgemeines	38
2.3.1.1 Richtung der Vorticity-Vektoren	39
2.3.1.2 Horizontale Vorticity	40
2.3.1.3 Vertikale Vorticity	41
2.3.2 Isentrope potentielle Vorticity	42
2.3.3 Lokale zeitliche Änderung der relativen vertikalen Vorticity	43
2.3.4 Relative vertikale Vorticity einer Superzelle	46
2.3.5 Horizontale Vorticity eines Luftpaketes im Superzellen-Umfeld	47
2.4 Dynamik der klassischen Superzelle	49
2.4.1 Entstehung von vertikaler Vorticity in der Initialphase	49
2.4.1.1 Entwicklungsumfeld mit starken vertikalen Wind- Scherungen	49
2.4.1.2 Entwicklungsumfeld mit schwächerer vertikaler Scherung	53

2.4.2	Bildung von vertikaler Vorticity in Bodennähe	53
2.4.2.1	Forward-Flank Downdraft FFD	53
2.4.2.2	Rear-Flank Downdraft RFD	55
2.4.3	Besonderheiten von Superzellen	59
2.4.3.1	Fazit der dynamischen Prozesse	59
2.4.3.2	Langlebigkeit von Superzellen	60
2.4.3.3	Verlagerung von Superzellen	61
2.4.3.4	Splitting Supercells	62
2.4.3.5	Arten von Superzellen	64
2.4.4	Superzellen-Tornados	67
2.4.4.1	Tornado-Auslösung in höheren Luftschichten	67
2.4.4.2	Tornado-Auslösung in unteren Luftschichten	68
3.	Verfahren der Gewitterprognose	74
3.1	Spezielle Methoden und Labilitätsindizes	74
3.1.1	Vorhersage von Multi- und Superzelle und Tornados	74
3.1.1.1	Indizes des Strömungsumfelder	74
3.1.1.2	Wet Bulb Zero height WBZ	76
3.1.1.3	Bulk Richardson Number BRN	76
3.1.1.4	Storm Relative Helicity SRH	79
3.1.1.5	Energy Helicity Index EHI	80
3.1.1.6	Vorticity Generation Parameter VGP	80
3.1.1.7	SWEAT-Index	81
3.1.2	Indizes zur Erkennung von Nicht-Superzellen-Gewittern	82
3.1.2.1	K-Index	82
3.1.2.2	S-Index	82
3.1.2.3	Similae-Index	83
3.1.2.4	Steinberg-Regel	83
3.1.2.5	Total-Totals-Index TT	83
3.1.3	Gewitterindizes bei bedingt labiler Schichtung	84
3.1.3.1	Showalter-Stabilitäts-Index SI	84
3.1.3.2	Doege-Index	86
3.1.3.3	Lifted-Index LI	87
3.1.3.4	Modifizierter Lifted-Index MLI	89
3.1.4	KO-Index, Gewitter bei potentieller Labilität	91
3.2	Konvektive Böen	92
3.2.1	Spitzenböen nach Faust/Glover	92
3.2.2	Nakamura-Böen	93
3.2.3	Microburst-Wind-Index WINDEX	93
3.3	Hagel	94
3.3.1	Allgemeines	94
3.3.2	Hagelkorngröße nach Pino/Moore	95
3.3.3	Manuelle Hagelvorhersage	96
3.3.3.1	Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Hagel	96
3.3.3.2	Hagelkorngröße	97
4.	Tornado-Wetterlage vom 18.07.2004	99
4.1	Allgemeine Wetterlage und Sachschäden	99
4.2	Fein-Analyse und Fazit der Wetterlage	104
4.2.1	Fein-Analyse der Wetterlage vom 18.07.2004	104
4.2.2	Zusammenfassung	105
5.	Quellenverzeichnis	106

Verwendete allgemeine Abkürzungen: Abb. ☞ Abbildung; Form. ☞ Formel; Tab. ☞ Tabelle

Vorwort

Die Ausarbeitung "Gewitter- Strukturen, Dynamik und Vorhersage" gliedert sich in die vier wesentlichen Teile "Bildungsvoraussetzungen von Gewittern", "Grundlagen der troposphärischen Dynamik", "Verfahren der Gewitterprognose" und einem Beispiel einer deutschen Tornado-Wetterlage (18.07.2004). Der erste Abschnitt und auch Bereiche des zweiten Segmentes sind Inhalt der Fachhochschulausbildung der FH Bund und werden in diesem Kompendium aus Gründen der Vollständigkeit, der Vertiefung und des besseren Verständnisses der im dritten Kapitel publizierten Gewitter-Prognoseparameter erneut angesprochen.

Der zweite Teil verdeutlicht in Theorie und Praxis das für die Bildung von Supercellen notwendige dynamische Entwicklungsumfeld, das aus kleinräumigen, drei-dimensionalen Luftbewegungen, ihren daraus abgeleiteten Wirbelgrößen und den Mechanismen der Druckänderung besteht, dessen Abläufe und Wirkungsweise allerdings noch nicht vollständig erkannt wurde.

Der dritte Abschnitt beinhaltet die sogenannte "TEMP-Auswertung", die in den 80er-Jahren noch manuell mit Hilfe von thermodynamischen Diagrammpapieren durchgeführt wurde. Seit dieser Zeit werden zunehmend spezielle, den verschiedenen Nutzerkreisen angepasste und vom bzw. für den Wetterdienst entwickelte Programme eingesetzt, die auf Großrechnern oder PC laufen und ausgezeichnete Ergebnisse liefern.

Die in diesem Skript aufgeführten Prognose-Methoden wurden einerseits den jeweiligen Software-Handbüchern entnommen (MAP, ITAP, PC_MET, usw...) und stammen andererseits aus dem Internet. Sie ergänzen die bereits bekannten und im Unterricht behandelten Verfahren, zeigen aber auch Praktiken auf, die in den letzten 15 Jahren in den USA entwickelt, veröffentlicht sowie benutzt werden und im DWD teilweise noch unbekannt sind. Diese neuen Methoden wurden weder selbst angewandt noch überprüft bzw. verifiziert und sollen hier nur vorgestellt werden. Zur Anwendung kommen dabei im Text und in den Abbildungen, sofern keine deutschen Bezeichnungen weder bekannt noch möglich sind, die amerikanischen Fachbegriffe.

Die Abbildungen, die meist ebenfalls auf schwarzweiß Grafiken des Internets basieren, wurden überarbeitet, überwiegend farbig neugestaltet und hauptsächlich mit deutschen Bezeichnungen versehen. Quellenangaben dazu sind im fünften Kapitel vorhanden.

Herr Udo Stengler, Dipl.-Meteorologe und Dozent am BTZ Langen und mein Neffe, der Mathematiker Dr. Leif Boysen, waren so freundlich, einige Kapitel dieser Ausarbeitung Korrektur zu lesen. Dafür möchte ich ihnen besonders danken.

1. Bildungsvoraussetzungen von Gewittern

1.1 Arten der statischen Stabilität

1.1.1 Allgemeines

Niederschläge, die aus konvektiven Wolken fallen, beginnen und enden üblicherweise plötzlich, zeigen rasche Intensitätswechsel, dauern selten mehr, meistens sogar weniger als 45 Minuten und können sehr intensiv sein. Niederschlagsproduzierende Quellwolken zeichnen sich durch kräftige, lokal begrenzte Aufwärtsbewegungen der Luft aus, so dass der vertikale Wasserdampftransport höher als in Schichtwolken ist. Weil daher außerdem Wolkenpartikel länger in Haufenwolken verweilen können, sind sie imstande, zu größeren Teilchen heranzuwachsen und/oder es sammelt sich in Quellwolken über einem relativ kleinen Bodenareal viel kondensiertes Wasser an. Heftige, jedoch räumlich und zeitlich begrenzte Niederschläge mit und ohne Hagelschlag können deshalb die Folge sein. Besonders im Sommer fallen aus Cumulonimbus-Wolken aufgrund der hohen Temperaturen in der bodennahen Luftschicht und des daher auch beträchtlichen maximal möglichen Wasserdampfgehaltes örtlich oft erhebliche Regenmengen. Die niederschlagsreichsten Wolken sind vertikal mächtige Gewitter, die manchmal als sommerliche, bis zur Tropopause reichende Unwetter nicht nur Starkniederschläge (s. Tab. 1) verursachen, sondern zusätzlich weitere gefährliche Phänomene wie Downbursts, Sturmböen, Hagelschlag, Flutwellen und Tornados produzieren können.

Extremwerte des Niederschlages in Deutschland (Tab. 1)

Zeitraum	Höhe [mm]	Ort	Datum
5 min	16.4	Offenbach/Main	15.06.1968
8 min	126.0	Füssen (Allgäu)	25.05.1920
1 h	67.1	Nürnberg	01.08.1955
6 h	91.1	Nürnberg	01.08.1955
24 h	312.0	Zinnwald im Ost-Erzgebirge	12.08.2002 - 13.08.2002

Quelle: [2]

Gewitter bedeuten deshalb für die Öffentlichkeit und Luftfahrt eine mäßige bis hohe Gefahr, so dass ihre rechtzeitige Erkennung, Entwicklungstendenz und Prognose für den Wetterdienst von enormer Bedeutung ist.

Ihre Vorhersage wird dabei von vier relevanten Parametern bestimmt. Dazu gehören die statische Stabilität, der Wasserdampfgehalt, die vertikale Windscherung der unteren Luftschichten und die Stärke der Aufwärtsbewegung der Luft. Um diese Größen abschätzen zu können, werden repräsentative Radiosondenaufstiege (TEMP) ausgewertet, die Hinweise liefern über

- die vorherrschenden Stabilitätsverhältnisse, die zu erwartende maximale Lufttemperatur, die Auslöse- und Obergrenztemperatur von konvektiven Wolken,
- den bodennahen Wasserdampfgehalt und die Mächtigkeit dieser Feuchteschicht,
- das vertikale Windprofil zur Erkennung der Scherung und Temperatur-/Feuchteadvektion
- und die Intensität des Aufwindes.

Zu beachten ist jedoch, dass die statische Stabilität modifiziert wird durch groß- und kleinräumige

- diabatische Erwärmung,
- Advektion von unterschiedlichen vertikalen Temperaturgradienten/Temperaturen und
- zusätzliche dynamische Prozesse, welche die Vertikalbewegung der Luft verändern können.

1.1.2 Labile Schichtung

Die Methode zur Bestimmung der statischen Stabilität eines Luftquantums (Parcel-Methode) besteht darin, im thermodynamischen Diagrammpapier der Verlauf der t/p -Zustandskurve mit dem der benachbarten Trocken- oder Feuchtadiabate zu vergleichen.

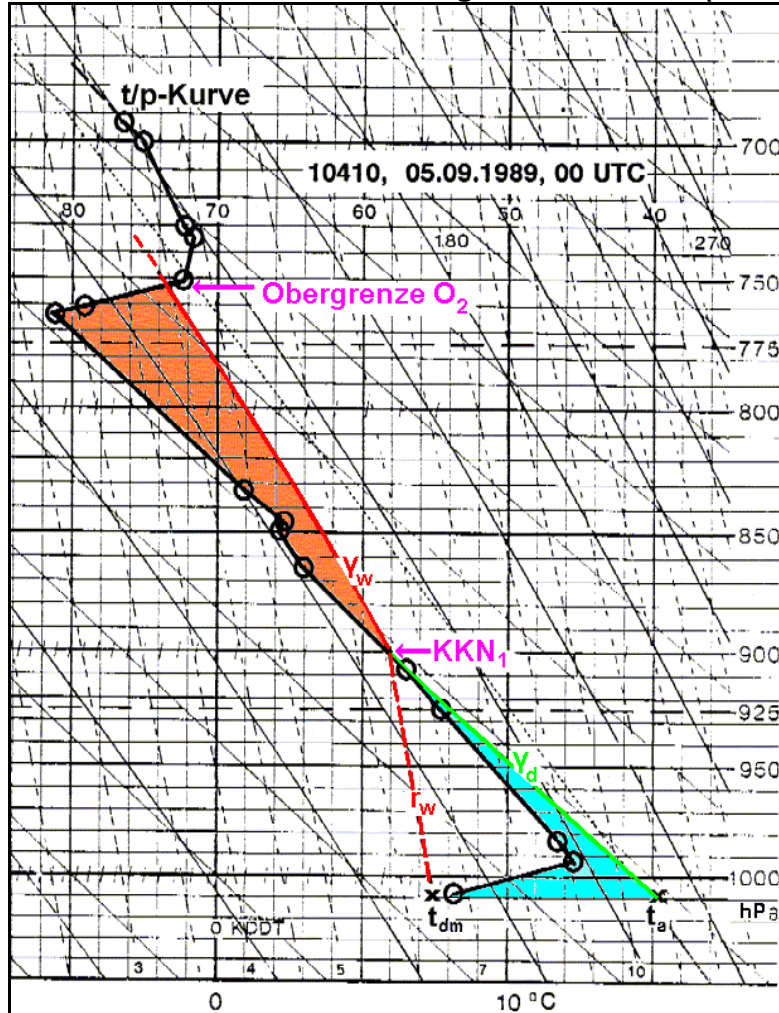
Voraussetzungen der Parcel-Methode (Tab. 2)

1.	Dem Luftpaket wird weder Wärme zugeführt noch entzogen, so dass es adiabatisch expandiert oder komprimiert wird.
2.	Das Luftquantum durchmischt sich nicht mit der Umgebungsluft.
3.	In der Umgebung des Luftpaketes finden keine Kompensationsbewegungen statt.

Verläuft die t/p -Zustandskurve flacher als die angrenzende Trocken- oder Feuchtadiabate, dann ist die Schichtung trocken- oder feuchtlabil. Eine stabile Schichtung dagegen liegt vor, wenn die t/p -Zustandskurve ein steileres Aussehen als die benachbarte Trocken- oder Feuchtadiabate zeigt.

Die sich dabei zwischen t/p-Zustands- und Vorgangskurven ergebenden Flächen sind ein Maß für die Labilitäts- und Stabilitätsenergie des Luftpaketes (s. Abb. 1).

Labilitäts- und Stabilitätsenergie bzw. -fläche (Abb. 1)



Hellblaue oder -graue Fläche

Stabilitätsfläche CIN(KKN); Areal zwischen t/p-Zustandskurve und Trockenadiabaten rechts davon im Bereich von Auslösetemperatur t_a (zu anderen Tageszeiten auch Temperatur des Bodendruckniveaus) und KKN.

Orangene oder dunkel-graue Fläche

Labilitätsfläche, CAPE(KKN); Areal zwischen t/p-Zustandskurve und Feuchtadiabaten rechts davon im Bereich von KKN und O_2 .

Obergrenze O_2

Gleichgewichtshöhe (Equilibrium Level EL); Höhe, in der das aufsteigende Wolkenluftpaket die gleiche Temperatur wie seine Umgebungsluft hat.

Bei einer ausgeprägten die Konvektion begrenzenden Inversion schießt das Luftpaket zwar aufgrund seiner hohen kinetischen Energie in O_2 über dieses Niveau hinaus, aber in der Natur ist der vertikale Temperaturgradient der aufsteigenden Wolkenluft aufgrund des Entrainments größer als der hier im Diagrammpapier angenommene feuchtadiabatische Temperaturgradient γ_w , so dass die mit dem Entrainment korrigierte Feuchtadiabate die t/p-Zustandskurve unterhalb von O_2 schneiden würde. Werden diese beiden Prozesse berücksichtigt, ergibt sich als maximale Quellwolkenobergrenze das Niveau O_2 .

O_1 wäre dann der t/p-Schnittpunkt dieser mit dem Entrainment korrigierten Feuchtadiabate, der hier etwa im Druckniveau 760 hPa anzusetzen wäre und die Obergrenze der meisten Quellwolken darstellt.

KKN₁ : Konvektions-Kondensationsniveau zur Zeit der Auslösetemperatur t_a

t_a : Auslösetemperatur; Temperatur, die im Bodendruckniveau erreicht werden muss, damit sich bis zum KKN ein trockenadiabatischer Temperaturgradient γ_d einstellt; Beginn der Bildung von Konvektionswolken im Tagesgang der Lufttemperatur.

1.1.3 Bedingte Labilität

Wird ein feuchtes Luftpaket vom Bodendruckniveau aus zwangsweise bis zum HKN und darüber hinaus als nun gesättigtes Luftquantum weiter gehoben, kann die thermische Schichtung aufgrund der jetzt freigesetzten latenten Wärmeenergie und der deshalb geringeren adiabatischen Abkühlung ab einer bestimmten Höhe feuchtlabil werden.

Dieser Zustand wird als bedingte Labilität oder bedingte Stabilität bezeichnet und die t/p-Zustandskurve (γ) im thermodynamischen Diagrammpapier (TEMP) verläuft dann steiler als ihre benachbarte Trocken- (γ_d), aber flacher als ihre nahe Feuchtadiabate (γ_w), oder anders ausgedrückt, $\gamma_d > \gamma > \gamma_w$.

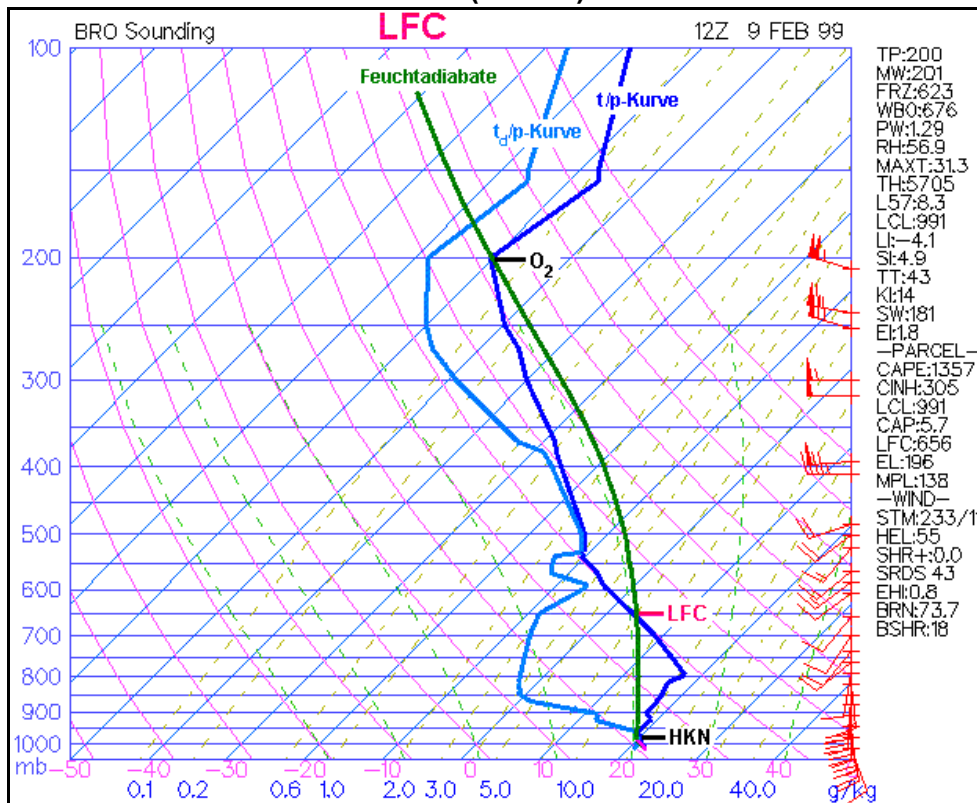
1.1.3.1 Level of Free Convection LFC

1.1.3.1.1 Allgemeines

Das Niveau, ab dem die thermische Schichtung des aufsteigenden Luftpaketes vom feuchtstabilen in den feuchtlabilen Zustand übergeht, heißt Level of Free Convection (LFC) oder NFK, Niveau der freien Konvektion. Das NFK stellt damit die geringste Höhe eines zwangsweise aufsteigenden gesättigten Luftpaketes dar, ab der es eine höhere Temperatur als die umgebende Wolkenluft besitzt. Es ist damit nun in der Lage, sich ab dem LFC durch freien Auftrieb selbständig weiter aufwärts zu bewegen, d.h. nach der Bildung einer vom HKN bis zum LFC reichenden Schichtwolke hat Konvektion eingesetzt. Je tiefer das LFC liegt, desto eher tritt bei erzwungenen Hebungsvorgängen Konvektion ein und umgekehrt.

Level of Free Convection LFC (Abb. 2)

Quelle:[1]



BRO Sounding
TEMP von Brownsville, Texas

HKN
Hebungskondensationsniveau, Lifting Condensation Level (LCL)

LFC oder NFK
Level of Free Convection oder Niveau der freien Konvektion (NFK); Höhe, ab der sich eine Quellwolke bildet, deren Basis die vom HKN bis zum LFC reichende Schichtwolke ist.

O₂
Gleichgewichtshöhe, Equilibrium Level EL; Höhe, in der das aufsteigende Luftpaket die gleiche Temperatur wie die Umgebungsluft hat.

Legende der TEMP-Indizes, TEMP Brownsville, Texas, 09.02.1999, 12 UTC (Tab. 3)

TP	Tropopause Height [hPa]	M W	Height of max. Wind level [hPa]	FRZ	lowest freezing level [hPa]
WBO	Height of wet bulb zero; Isobare der Pseudo-Feuchttemperatur von 0 °C [hPa]	PW	Precipitable water; niederschlagbares Wasser [in]	RH	mittlere Relative Luftfeuchte (%) vom Boden bis 500 hPa
MAXT	Maximumtemperatur [°C]; bodennahe Durchmischungsschicht beträgt 150 hPa	THT	Thickness [m]; RETOP 500 über 1000 hPa	L57	Lapse rate; vertikaler Temperaturgradient zwischen 700 - 500 hPa [°C km ⁻¹]
LCL	Lifting condensation level [hPa]	LI	Lifted Index [°C]; bodennahe Durchmischungsschicht beträgt 100 hPa	SI	Showalter Index [°C]
TT	Total Totals Index	KI	K-Index	SW	SWEAT- Index
EI	Energy Index	CAPE	Labilitätsenergie [J kg ⁻¹]	CINH	CIN, Stabilitätsenergie [J kg ⁻¹]
CAP	Convective cap [°C]; ermöglicht Aussage über den Grad der Stabilität der bodennahen Luftschicht	EL	Equilibrium Level [hPa]; Wolkenobergrenze (Niveau O ₂)	MPL	Maximum parcel level [hPa]; max. Wolkenobergrenze
STM	Verlagerung des Gewitters (Estimated storm motion) [kt]; bestimmt aus dem Windmittel zwischen 0 bis 6000 m; Geschwindigkeit 75 % davon und Richtung 30° davon rechtsabweichend	HEL	Storm relative helicity 0 - 3000 m agl (total value); Funktion der vertikalen Windstruktur und der Verlagerung des Unwetter (Index für Updraft-Rotation \approx Tornado-Vorhersage)	SHR+	Positive shear magnitude 0 - 3000 m agl (sum of veering shear values); Summe der vertikalen Windscherung (Index für Updraft-Rotation \approx Tornado-Vorhersage)
EHI	Energy helicity index; Index; beinhaltet vertikale Windscherung und Labilität (für Vorhersage von Superzellen-Tornados)	BRN	Bulk Richardson number; Verhältnis von CAPE und vertikaler Windscherung von 500 - 6000 m agl (Vorhersage von Super- und Multizelle)	BSHR	Bulk shear value; vektorielle Differenz an Unter- Obergrenze der Scherungszone (Tornado-Vorhersage)

Quelle:[10]

Manchmal zeigt die TEMP-Auswertung auch kein LFC. Dies ist dann der Fall, wenn die bodennahe Luftschicht sehr trocken bzw. eine ausgeprägte tiefe Inversion vorhanden ist. Unter diesen Umständen ist die Schichtung so extrem stabil (CIN groß), dass sich keine Konvektionswolken bilden. Aus der Höhenlage des LFC lassen sich deshalb allgemeine Hinweise zur Intensität der Konvektion ableiten.

1.1.3.1.2 Verfahren

Aus einem repräsentativen TEMP wird das LFC folgendermaßen bestimmt:

1. Mit Temperatur und Taupunkt des Bodendruckniveaus wird das HKN ermittelt.
2. Der untere Schnittpunkt der Feuchtadiabate durch das HKN mit der t/p-Zustandskurve ergibt das LFC, wenn die thermische Schichtung anschließend labil ist.
3. Mit dem Druckniveau des LFC wird die Intensität der Konvektion aus der Tabelle 4 ausgelesen.

Level of Free Convection LFC (Tab. 4)

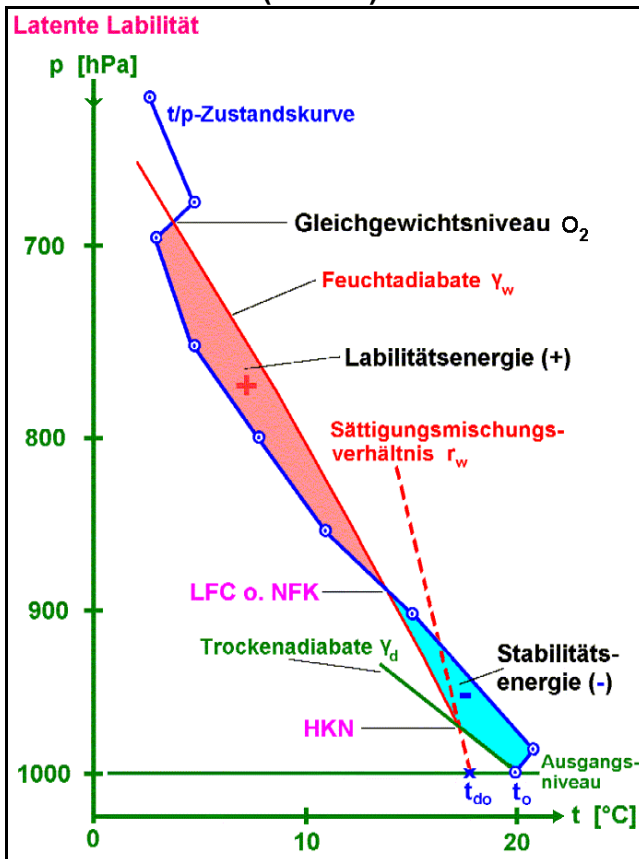
Quelle:[1]

Höhe des LFC	Intensität der Konvektion	Höhe des LFC	Intensität der Konvektion
600 bis < 640 hPa	schwach	≥ 745 bis 850 hPa	stark
≥ 640 bis < 745 hPa	mäßig		

1.1.3.2 Latente Labilität

Ein TEMP wird als latent labil bezeichnet, wenn sich seine thermische Schichtung als bedingt labil erweist und die Labilitätsfläche CAPE(LFC) größer als die Stabilitätsfläche CIN(LFC) (s. auch 1.2) ist.

Latente Labilität (Abb. 3)



Stabilitätsenergie (-)

Convective Inhibition CIN(LFC) [J kg^{-1}]; konvektive Unterdrückung; Maß für die Energie, die notwendig ist, das Luftpaket vom Erdboden bis zum LFC zu heben.

Labilitätsenergie (+)

Convective available potential energy (CAPE(LFC)) [J kg^{-1}], verfügbare konvektive potentielle Energie; Maß für die Auftriebsenergie eines Luftpaketes

Latente Labilität

$$\text{CAPE(LFC)} - \text{CIN(LFC)} > 0$$

Gleichgewichtsniveau O_2 (Equilibrium Level EL)

Wolkenobergrenze; Höhe, in der das aufsteigende Luftpaket die gleiche Temperatur aufweist wie seine Umgebungsluft.

1.1.4 Potentielle Labilität

Die bisher angesprochene bedingte Labilität beruht auf der sogenannten Parcel-Methode, die nur die Vertikalbewegung eines einzelnen Luftpaketes in seiner ruhenden Umgebungsluft beschreibt. Hiermit lässt sich zwar die übliche Cumuluskonvektion einfach und anschaulich darstellen, aber die Entstehung mesoskaliger organisierter konvektiver Wettersysteme, von orographischen Gewittern und von in Schichtwolken eingelagerten Cb, ist nicht nachvollziehbar. Letztere entstehen durch dynamische Prozesse, bei denen nicht nur einzelne Luftquanten aufsteigen, sondern ganze Luftschichten gehoben werden.

Die Hebung und damit vertikale Streckung einer gesamten Luftschicht führt zu einer Veränderung der Temperatur- und Taupunktskurve eines TEMP. Dadurch ist es möglich, dass ein im thermodynamischen Diagrammpapier nach der Parcel-Methode ausgewerteter und als stabil erkannter Radiosondenaufstieg (TEMP) nach dem vollzogenen Hebungsvorgang plötzlich als labiler TEMP in Erscheinung tritt. Diese im ursprünglichen TEMP unmittelbar nicht wahrnehmbare Art der Instabilität wird als potentielle bzw. in der englischen Literatur als konvektive Labilität bezeichnet.

Die Umwandlung von einer potentiell labilen in eine instabile Schichtung findet dann statt, wenn die gesamte Luftschicht bis zur Wasserdampfsättigung - z.B. durch erzwungene Hebung an Fronten oder Gebirgshindernissen bzw. durch bodennahe, mit einer Höhendivergenz verbundene Konvergenzen -, angehoben wird. Voraussetzung dafür ist, dass der Wasserdampfgehalt der Luftsäule in den unteren warmen Bereichen hoch genug ist und mit der Höhe stark abnimmt. Dieser Fall tritt z.B. in Luftmassen maritimer Herkunft auf, die durch Verdunstung von Meeresoberflächen in unteren Schichten mit Wasserdampf angereichert wurden, oder auch in maritimen subtropischen oder tropischen Luftmassen, die aufgrund ihrer hohen Temperaturen viel Wasserdampf aufnehmen können. Ein vertikal mächtiger Streckungsprozess einer hochreichenden Luftsäule bewirkt bei diesen Verhältnissen dann, dass sich die tieferen, feuchten Luftschichten nach Kondensation des Wasserdampfes aufgrund der freiwerdende latenten Wärmeenergie weniger stark als höhere, trockenere Luftschichten abkühlen. Die Schichtung wurde labilisiert.

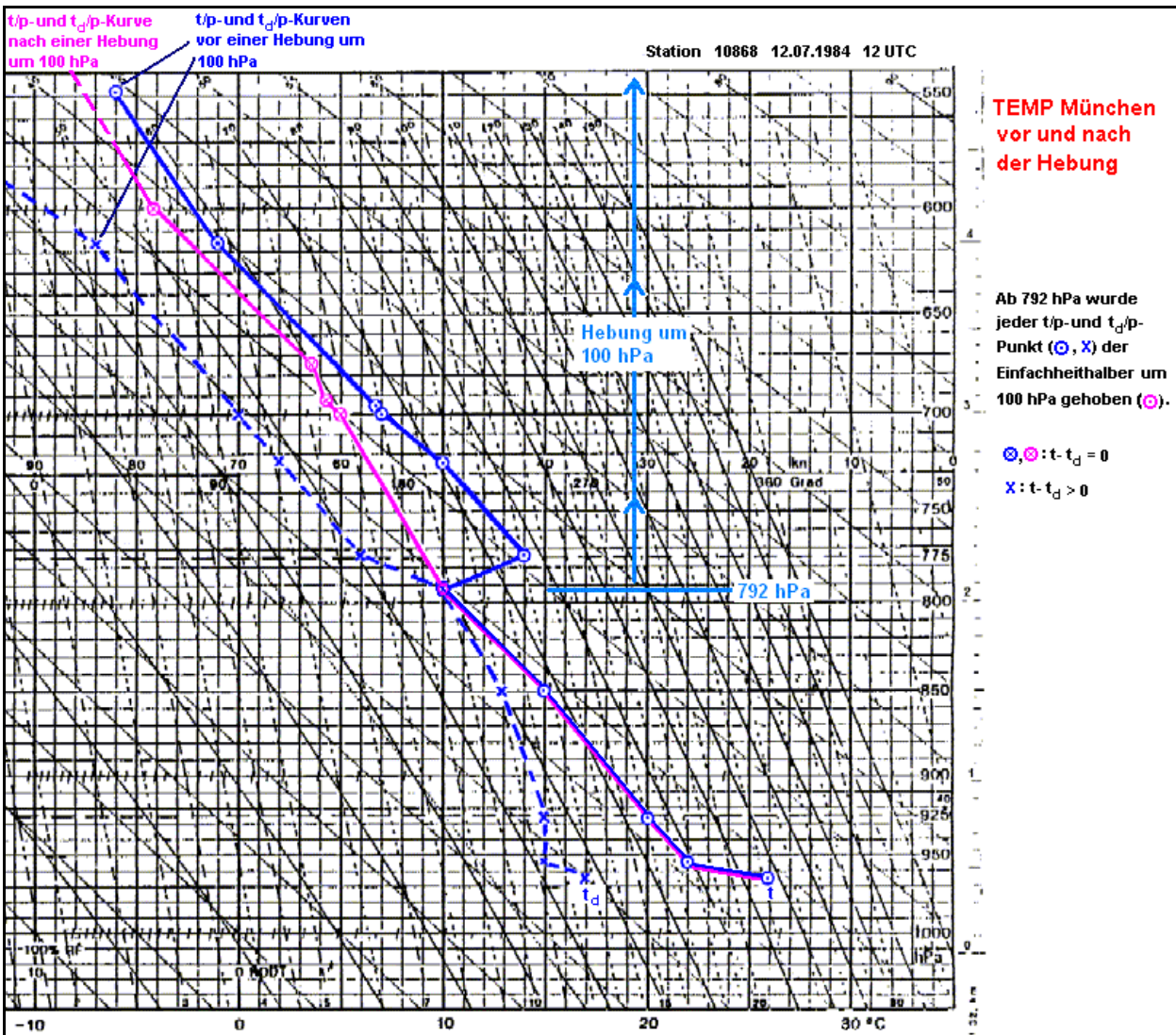
Erkennbar wird die potentielle Labilität im thermodynamischen Diagrammpapier an der vertikalen Abnahme der Temperaturen, die eine Aussage über den fühlbaren und latenten Wärmeinhalt der Luft machen und sich bei Vertikalbewegungen nicht ändern. Dazu gehören die pseudo(äquivalent)potentielle (ϑ_{ps}), äquivalentpotentielle (ϑ_e) und feuchtpotentielle Temperatur ϑ_{sw} .

Ausgelöst wird die potentielle Labilität durch einen ausreichenden Hebungsvorgang.

Die Intensität von Gewittern und ihren Abwindströmen lässt sich dann, wenn die in Kapitel 3 behandelten Prognoseverfahren berücksichtigt werden, wie folgt abschätzen:

Schergewitter sind in der warmen Jahreszeit zu erwarten, wenn die pseudopotentielle Temperatur ϑ_{ps} zwischen 850 und 500 hPa um mindestens 10 °C und/oder zwischen 850 und 700 hPa um wenigstens 6 °C geringer wird. Ein starkes Downdraft-Potential mit der Ausbildung von feuchten Microbursts liegt vor (Quelle: [43]), wenn die äquivalentpotentielle Temperatur ϑ_e um ca. 20 - 30 K von 700 bis 400 hPa abnimmt.

Beispiel eines potentiell labilen TEMP (Abb. 4)



Schwarz oder blau : Ursprünglicher, stabiler TEMP
 Violett oder grau : Durch einen Hebungsprozess labilisierter TEMP

Die durch einen Hebungsprozess mit einem angenommenen Wert von 100 hPa verursachte vertikale Streckung der Luftsäule verändert den TEMP München vom 12.07.1984 radikal:

- In den unteren feuchten Bereichen wird Wasserdampfsättigung eher erreicht als in den höheren trockeneren Luftschichten, so dass die freiwerdende Kondensationswärme eine geringere Hebungsabkühlung bewirkt als bei der trockenadiabatischen Temperaturänderung darüber.
- Die hochreichende Konvektion verhindernde Inversion in 790 hPa hat sich aufgelöst und in allen Niveaus darüber herrscht Wasserdampfsättigung.
- Die Temperaturschichtung ist nun ab 792 hPa feuchtlabil, so dass sich in der durch die erzwungene Hebung entstandenen Schichtbewölkung eine vertikal mächtige Gewitterwolke (Cumulonimbus, Cb) bildet.
- Weil im Umfeld des Cb Wasserdampfsättigung besteht, ergibt sich kein Energieverlust durch Entrainment, so dass die Aufwindstärke im Gewitter hoch ist.

Die Annahme von einer einheitlichen Hebung der gesamten Luftsäule um 100 hPa stellt allerdings eine starke Vereinfachung der tatsächlichen troposphärischen Verhältnisse dar. Wahrscheinlicher wäre eine Aufwärtsbewegung der Luft mit einem Maximum in der mittleren Troposphäre.

1.2 Berechnung der statischen Stabilität

Die im Teil 1.1 angesprochenen Flächeninhalte der Stabilitäts- und Labilitätsenergie eines TEMP bei konvektiven Wetterlagen lassen sich mit Hilfe des Integrals berechnen und beide Größen werden, der amerikanischen Fachliteratur entsprechend, als Convective Inhibition (CIN) und Convective Available Potential Energy CAPE bezeichnet.

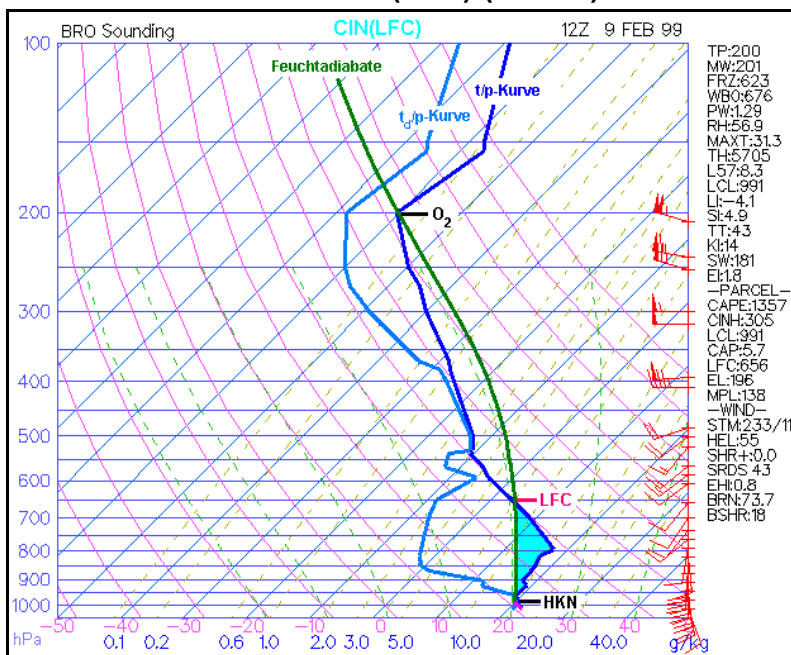
1.2.1 Convective Inhibition CIN

Die Convective Inhibition (CIN) ist ein Maß für die Stabilitätsenergie und stellt den Betrag der Energie [J kg^{-1}] eines Luftpaketes dar, die benötigt wird, um es vom Erdboden bis zum KKN (s. Abb. 1, $\text{CIN}(\text{KKN})$) bzw. bei bedingt labiler Schichtung bis zum LFC ($\text{CIN}(\text{LFC})$) zu transportieren. Je größer die CIN-Fläche ist, desto mehr Energie wird benötigt, um das Luftpaket vom Bodendruckniveau bis zum KKN bzw. LFC zu befördern. Bei hohen CIN-Werten erweist sich deshalb die thermische Schichtung als sehr stabil, so dass die Wahrscheinlichkeit des Auftretens intensiver Konvektion gering ist (s. Abb. 5, Tab. 5).

CIN und die zur Überwindung der bodennahen Stabilität notwendige Aufwärtsbewegung w_H der Luft stehen in unmittelbarer Beziehung zueinander (s. Form. 1, 2).

Convective Inhibition CIN(LFC) (Abb. 5)

Quelle:[1]



BRO Sounding

TEMP von Brownsville, Texas

CIN (LFC)

Stabilitätsenergie; Fläche zwischen Trocken- und Feuchtadiabaten und der t/p-Zustandskurve rechts von ihnen vom Bodendruckniveau bis LFC (hellblaue Flächen unten)

HKN

Hebungskondensationsniveau

LFC

Level of Free Convection oder Niveau der freien Konvektion (NFK); Höhe, ab der sich eine Quellwolke bildet, deren Basis die vom HKN bis zum LFC reichende Schichtwolke ist.

O₂

Wolkenobergrenze, Gleichgewichtshöhe, Equilibrium Level EL

Convective Inhibition CIN (Tab. 5)

Quelle:[12]

Convective Inhibition CIN			Convective Inhibition CIN		
0	rot	Definitionen noch unbekannt	1000 bis 1500	grün	Definitionen noch unbekannt
0 bis 500	violett		> 1500	weiß	
500 bis 1000	blau				

Je nach dem, ob das KKN oder LFC vorliegt, ergibt sich das CIN(KKN) oder CIN(LFC).

Die negativen CIN-Werte werden in dieser Tabelle als absolute Zahlen dargestellt.

Convective Inhibition CIN (Form. 1)

Quelle: [32]

$$CIN = g \int_{z_0}^{z_1} \left(\frac{T_{VP} - T_{vU}}{T_{vU}} \right) dz \text{ [Jkg}^{-1}\text{]}$$

- CIN : CIN(KKN) oder CIN(LFC) [J kg⁻¹]
- g : Erdbeschleunigung [m s⁻²]
- T_{VP} : Virtuelle Temperatur [K] des Luftpaketes
- T_{vU} : Virtuelle Temperatur [K] der Umgebungsluft
- z₀ : Höhe [m] im Bodendruckniveau
- z₁ : Höhe [m] im KKN oder LFC
- dz : Änderung der Höhe [m]

Erforderliche Aufwärtsbewegung der Luft zur Überwindung der Stabilität (Form. 2)

Quelle: [32]

$$w_H = \sqrt{2 CIN} \text{ [m s}^{-1}\text{]}$$

- w_H : Zur Überwindung der Stabilität notwendige Aufwärtsgeschwindigkeit der Luft [m s⁻¹]
- CIN : CIN(KKN) oder CIN(LFC) [J kg⁻¹]

1.2.2 Convective Available Potential Energie CAPE

Die zur Entstehung einer Superzelle notwendige labile Schichtung wird durch den Parameter CAPE, Convective Available Potential Energy, erfasst und die Konvektion muss bei einem hinreichenden CAPE durch einen Hebungsprozess initiiert werden. Wie kräftig sich dann die Konvektion entwickelt und wie sie organisiert ist, hängt überwiegend von der vertikalen Windscherung ab.

Für die Entwicklung von tropischen Superzellen liegen die typischen CAPE-Werte etwa bei 500 bis 1000 (in den USA wurden sogar schon Werte weit über 3000 J kg⁻¹ beobachtet). In mittleren Breiten bilden sich oft Superzellen schon bei schwachen CAPE-Werten von unter 1000 J kg⁻¹ und starker vertikaler Windscherung. In der Nähe der beiden Superzellen z.B., die am 19.08.2000 das "Berliner Hagelunwetter" verursachten, lagen CAPE-Werte von ca. 600 J kg⁻¹ vor.

Zu beachten ist allerdings, dass daraus nicht abgeleitet werden kann, dass Superzellen nur bei Wetterlagen vorkommen, die über keine ungewöhnlich hohe Labilität verfügen. Auch bei sehr starker Labilität entstehen solche Unwetter. Ein Beispiel dafür sind amerikanische CAPE-Daten vom 03.05.1999. An diesem Tag wurde in Oklahoma ein schwerer Tornado-Ausbruch mit Labilitäts-Schätzwerten von etwa 6000 J kg⁻¹ beobachtet.

CAPE ist ein Maß für die Labilitätsenergie, die gesättigte Luft bei der Entwicklung von konvektiven Wolken besitzt. Mit CAPE (CAPE(KKN) und CAPE(LFC)) lässt sich die Größe der Labilitätsfläche im TEMP berechnen, aus der sich die maximale Auftriebsenergie in Joule pro Kilogramm ergibt, die der gesättigten Luft zur Verfügung steht.

1.2.2.1 CAPE(KKN) oder CAPE(LFC)

Je nach dem, ob das Gewitter thermisch durch Bodenkonvektion oder durch erzwungene Hebung bei bedingt labiler Schichtung entsteht, sind CAPE(KKN)- oder CAPE(LFC)-Werte ein Maß für die maximale Intensität von Gewittern. Ob diese allerdings tatsächlich auch ausgelöst werden, ist jedoch zusätzlich immer gesondert zu prüfen.

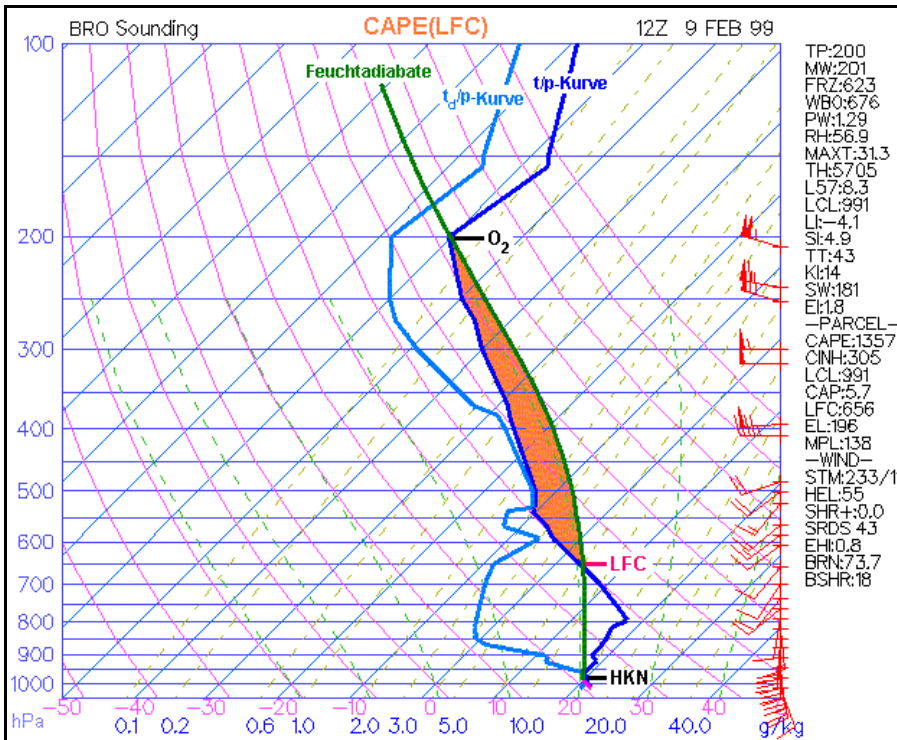
Convective Available Potential Energy CAPE(LFC) (Tab. 6)

Quelle: [1, 12]

CAPE(LFC) [J kg ⁻¹]		Schichtung	CAPE(LFC) [J kg ⁻¹]		Schichtung
0	weiß	stabil	2500 bis 3499	violett	sehr labil
1 bis 999	grün	geringfügig labil	≥ 3500	rot	extrem labil
1000 bis 2499	blau	mäßig labil			

Convective Available Potential Energy CAPE(LFC) (Abb. 6)

Quelle:[1]



BRO Sounding
TEMP von Brownsville, Texas

CAPE(LFC)
Labilitätsfläche bei bedingt labiler Schichtung (rote Fläche)

LFC
Level of Free Convection oder Niveau der freien Konvektion (NFK); Höhe, ab der sich eine Quellwolke bildet, deren Basis die vom HKN bis zum LFC reichende Schichtwolke ist.

O₂
Wolkenobergrenze, Gleichgewichtshöhe, Equilibrium Level EL

Die Abbildung 6 zeigt die Labilitätsfläche CAPE(LFC) und Stabilitätsfläche CIN(LFC) eines bedingt labilen TEMP, die Tabelle 6 die Einstufung die Intensität der Labilität nach CAPE(LFC). CAPE(KKN) und CAPE(LFC) berechnen sich aus der Formel 3.

Convective Available Potential Energy CAPE (Form. 3)

Quelle: [32]

$$CAPE = g \int_{z_0}^{z_1} \left(\frac{T_{vP} - T_{vU}}{T_{vU}} \right) dz \quad [Jkg^{-1}]$$

- CAPE : CAPE(KKN) oder CAPE(LFC) [J kg⁻¹]
- g : Erdbeschleunigung [m s⁻²]
- T_{vP} : Virtuelle Temperatur [K] des aufsteigenden Luftpaketes
- T_{vU} : Virtuelle Temperatur [K] der Umgebungsluft
- z₀ : Höhe [m] im Bodendruckniveau
- z₁ : Höhe [m] im KKN oder LFC
- dz : Änderung der Höhe [m]

Das KKN wird mit einem mittleren Mischungsverhältnis bestimmt, das sich aus den Taupunkten im Bodendruck und in 850 hPa ergibt.

Maximale Updraftstärke von Gewittern (Form. 4)

Quelle: [32]

$$w_{max} = \sqrt{2 CAPE} \quad [m s^{-1}]$$

- w_{max} : Maximale Aufwindgeschwindigkeit [m s⁻¹] in konvektiven Wolken
- CAPE : CAPE(KKN) oder CAPE(LFC) [J kg⁻¹]

Weil CAPE als Labilitätsenergie der Auftriebsenergie des Wolken-Luftpaketes proportional ist, lässt sich damit die maximale Aufwindgeschwindigkeit berechnen (s. Form. 4).

1.2.2.2 CAPE(Boden)

CAPE(Boden) enthält die relative Labilitätsenergie, die sich aus der Stabilitäts- (CIN) und Labilitätsenergie (CAPE(KKN) oder CAPE(LFC)) zusammensetzt. Diese Größe berechnet sich deshalb über die Summe der Flächenstücke vom Bodendruck- bis zum Gleichgewichtsniveau O₂ (s. Abb. 6) zwischen der Zustandkurve der äquivalentpotentiellen Temperatur der Umgebungsluft und der äquivalentpotentiellen Temperatur des Luftpaketes.

CAPE(Boden) (Form. 5)

Quelle: [15]

$$CAPE(Boden) = -R_d \int_{p_0}^{p_2} \left(\frac{\theta_{eP} - \theta_{eU}}{\theta_{eU}} T_{vUm} \right) dp$$

- p₀ : Bodenluftdruck [hPa]
- p₂ : Luftdruck [hPa] im Gleichgewichtsniveau O₂ (s. Abb. 6)
- θ_{eP} : Äquivalentpotentielle Temperatur [K] des aufsteigenden Luftpaketes

CAPE(Boden) : Relative Labilitätsenergie [J kg⁻¹]; enthält Stabilitäts- (CIN(KKN) oder CIN(LFC)) und Labilitätsenergie CAPE(KKN) oder CAPE(LFC)

- θ_{eU} : Äquivalentpotentielle Temperatur [K] der Umgebungsluft
- R_d : Individuelle Gaskonstante trockener Luft [J K⁻¹ kg⁻¹]
- T_{vUm} : Mittlere virtuelle Temperatur [K] der Umgebungsluft

1.3 Dominierende gewitterbildende Faktoren

Beobachtungen und neueste Forschungen zeigen, dass sich Gewitter nur in Cumulonimbuswolken (Cb) entwickeln, die sowohl über einen großen Wasserdampf-, Flüssigwasser- als auch Eiskristallgehalt verfügen. Ihre Obergrenzen müssen deshalb in troposphärische Temperaturbereiche von unter -25 °C hineinreichen, so dass die meisten Gewitter nur in vertikal mächtigen Cb stattfinden. Diese formen sich, wenn bei einer mächtigen feuchtlabilen Schichtung durch einen kräftigen Aufwindstrom genügend Wasserdampf und Wolken-elemente bis in Höhen mit Temperaturen von unter -25 °C transportiert werden.

Eine hochreichend labile Schichtung kann sich ausbilden durch bodennahe

- strahlungsbedingte Erwärmung,
- unterschiedliche Temperaturadvektion in unteren und oberen troposphärischen Schichten (Warmluft- unten und Kaltluftadvektion oben),
- 'trockene Hebung', d.h. adiabatischer Streckungseffekt mit Labilisierung unterhalb des Hebungsmaximums und
- 'feuchte Hebung' oder potentielle Labilität, d.h. Labilisierung aufgrund Freisetzung latenter Wärmeenergie durch Kondensation.

Gewitter entstehen meist nur, wenn die Konvektion durch einen dynamischen Hebungsprozess initiiert wird. Sie bilden sich deshalb häufig an Konvergenzlinien wie z.B. Böenfronten anderer Gewitter und an Bodentrögen oder -fronten. Gewitter werden aber auch durch thermisch direkte Zirkulationen wie Seewind, Berg- und Talwind bzw. orographische Hebung und differentielle Aufheizung des Erdbodens aufgrund unterschiedlicher Albedowerte, spezifischer Wärmekapazitäten und Wärmeleitfähigkeiten ausgelöst.

Diese Bedingungen sind in den gemäßigten Breiten, also auch in Deutschland, meist nur in der warmen Jahreszeit erfüllt. Besonders Schwergewitter - Unwetter mit Hagelkorngrößen von $d > 1.9\text{ cm}$, und/oder Böenstärken von $\geq 100\text{ km/h}$ und/oder Tornados - bilden sich deshalb vorherrschend im Sommer.

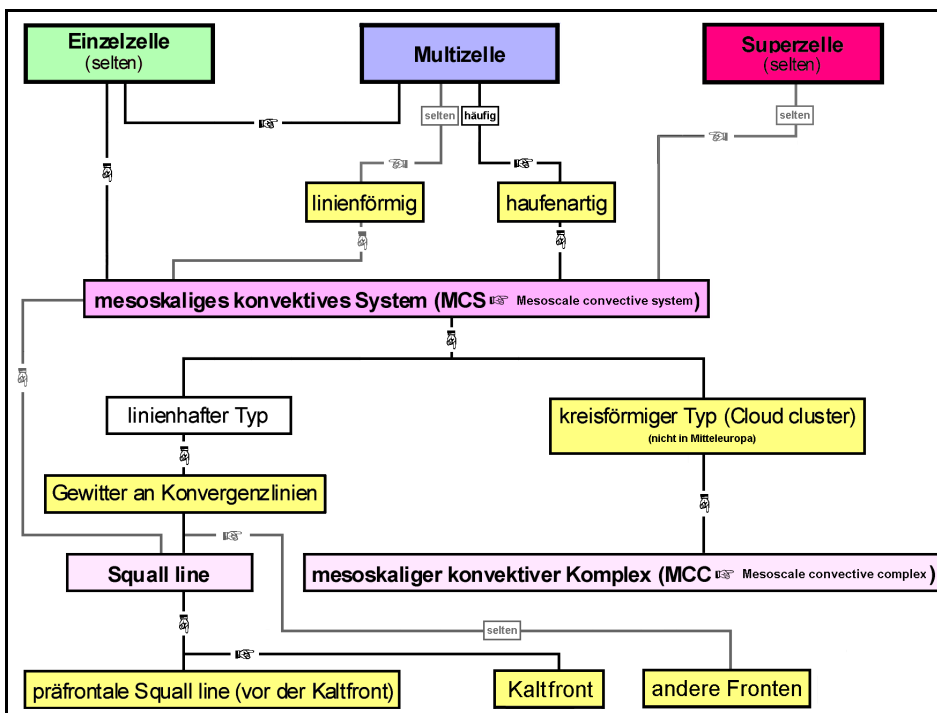
Wintergewitter dagegen, die auch über Land in der kalten Jahreszeit durchaus ab und zu auftreten können, machen sich abgesehen vom Niederschlag häufig höchstens durch einige wenige, kurze Donnerschläge bemerkbar und stellen für die Öffentlichkeit und Luftfahrt überwiegend keine Gefahr dar.

1.3.1 Grundtypen von Gewittern

Gewitter können in Form einer einzigen Zelle, aber auch als Gruppe von Einzelzellen, der linien- oder haufenförmigen Multizelle, bzw. selten als riesiger Gewitterkomplex, der Superzelle, in Erscheinung treten. Der Begriff 'Zelle' bezieht sich dabei nicht auf die für den Menschen sichtbare Quellwolke sondern erfasst die auf dem Radar erkennbare Reflexion der Niederschlagspartikel. Gewitter lassen sich allerdings nicht immer den drei Kategorien Einzel-, Multi- und Superzelle zuordnen. Übergangstypen und mehrfache Wechsel zwischen den Haupttypen sind während ihrer Lebenszeit möglich und werden z.B. durch kleinräumige Veränderungen des meteorologischen Gewitter-Umfeldes in stark gegliederten topographischen Regionen verursacht.

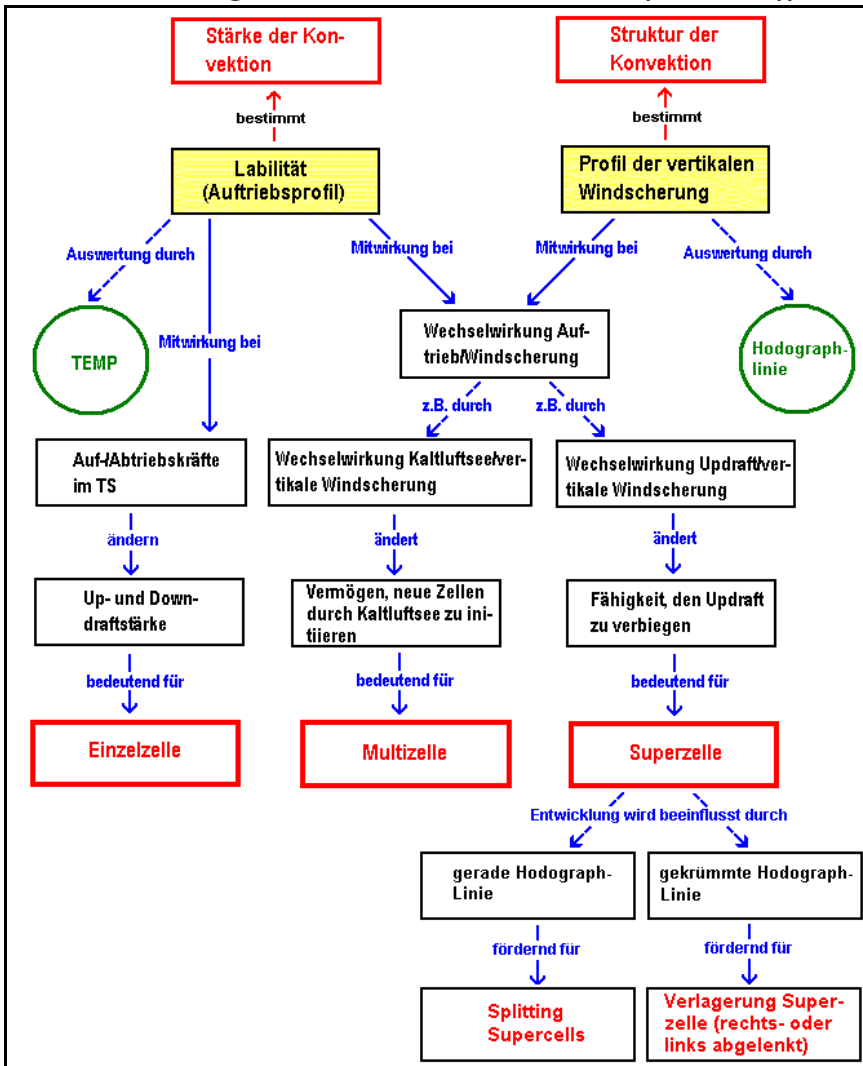
Einzel-, Multi- und Superzellen kommen aber durchaus auch in horizontal größeren Gewitterkomplexen als selbsterhaltende konvektive Wettersysteme vor, die als MCS (Mesoscale convective systems) bezeichnet werden (s. Abb. 7a)).

Mesoskalige Konvektion der gemäßigten Breiten (Abb. 7 a))



Die bestimmenden Parameter der hochreichenden troposphärischen Konvektion der mittleren Breiten sind Auftrieb und vertikale Windscherung. Die Labilität dominiert über den Auftriebsprozess die Stärke der Konvektion und damit die Intensität des Updrafts und die vertikale Windscherung legt die Basisstruktur der Konvektion fest, d.h. welcher der Grundtypen Einzel-, Multi- oder Superzelle sich bildet.

Dominierende gewitterbildende Prozesse (Abb. 7 b)



[Quelle: 4, 19]

Die bestimmenden Parameter der Konvektion sind Auftrieb und vertikale Windscherung. Die Labilität dominiert über die Auftriebsprozesse die Stärke des Up- und Downdrafts und die vertikale Windscherung legt die Struktur der Konvektion fest.

TEMP

Darstellung eines Radiosondenaufstieges im thermodynamischen Diagrammpapier

Hodograph

s. 1.3.2, Abb. 12

Splitting Supercells und Verlagerung

s. 2.4.3.4

Grundstrukturen von Gewittern und dominante Entwicklungsprozesse (Tab. 7)

Grundstruktur Gewitter	Vertikale Windscherung	Dominanter Entwicklungsprozess
Einzelzelle	schwach	Auftrieb
Multizelle	kräftig	Wechselwirkung Kaltluftsee/vertikale Windscherung
Superzelle	kräftig	Wechselwirkung Updraft/vertikale Windscherung

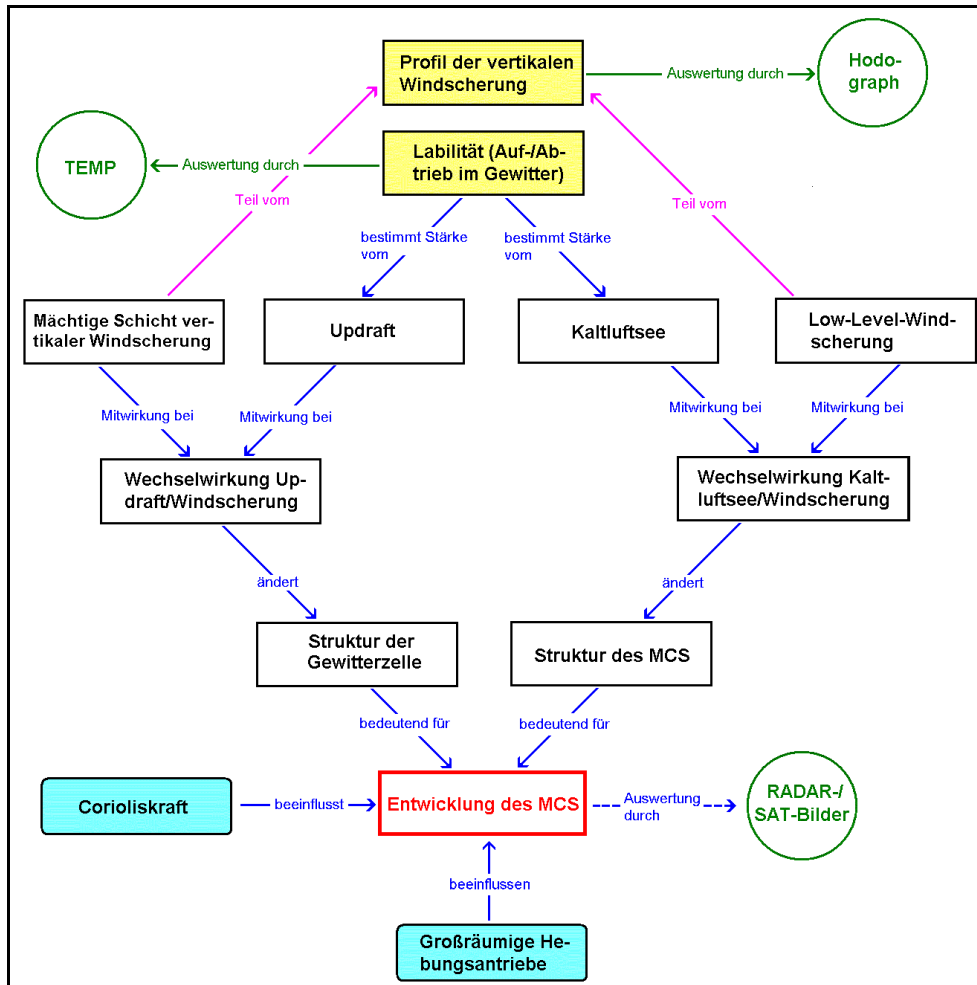
[Quelle: 19]

Mesoskalige konvektive Systeme (MCS) sind zusammenhängende, selbst enthaltende Wettersysteme mit einer Länge von einigen hundert Kilometern und Andauer von mehreren Stunden, die eine Eigendynamik entwickeln, weil sie sich von den primären, zu seiner Entstehung führenden Antriebsmechanismen abkoppeln und das Stromfeld, in dem sie sich bildeten, mehr oder minder stark verändern. Sie können einerseits linienhaft als gewöhnliche Fronten oder in einer einheitlichen Luftmasse als Konvergenzlinien auftreten, die, wenn sie eine definierte, eigene Struktur aufweisen, als Squall lines bezeichnet werden.

Andererseits lassen sich auch - meist in den USA - nahezu kreisartige MCS beobachten, die sogenannten mesoskaligen konvektiven Komplexe (Mesoscale convective complex (MCC)). Übergangsformen - weder linear noch ringförmig - existieren ebenfalls, jedoch gibt es dafür in der Literatur keinen gesonderten Ausdruck.

Typisch für das Erscheinungsbild eines MCS ist die ausgedehnte Ambossbewölkung, die sich durchaus über mehrere hundert Kilometer erstrecken kann.

Fundamentale MCS-Entwicklungsprozesse (Abb. 7 c))



Wie auch bei der Basisstruktur der Gewitter sind die dominanten Faktoren, welche die Entwicklung eines MCS bestimmen, der Grad der Labilität und die vertikale Windscherung. Weil sich aber MCS horizontal wesentlich ausgedehnter als die Grundtypen von Gewittern erweisen, werden hier zusätzlich noch die Corioliskraft und die großräumigen, die Aufwärtsbewegung der Luft fördernden Hebungsantriebe wirksam. Dazu gehören z.B. positive Vorticityadvektion (PVA) in der Höhe, relativ zur Umgebung starke Warmluftadvektion (WLA) und orographische Hebungsvorgänge.

Wie auch bei der Basisstruktur der Gewitter sind die dominanten Faktoren, welche die Entwicklung eines MCS bestimmen, der Grad der Labilität und die vertikale Windscherung. Weil sich aber MCS horizontal wesentlich ausgedehnter als die Grundtypen von Gewittern erweisen, werden hier zusätzlich noch die Corioliskraft und die großräumigen, die Aufwärtsbewegung der Luft fördernden Hebungsantriebe wirksam. Dazu gehören z.B. positive Vorticityadvektion (PVA) in der Höhe, relativ zur Umgebung starke Warmluftadvektion (WLA) und orographische Hebungsvorgänge.

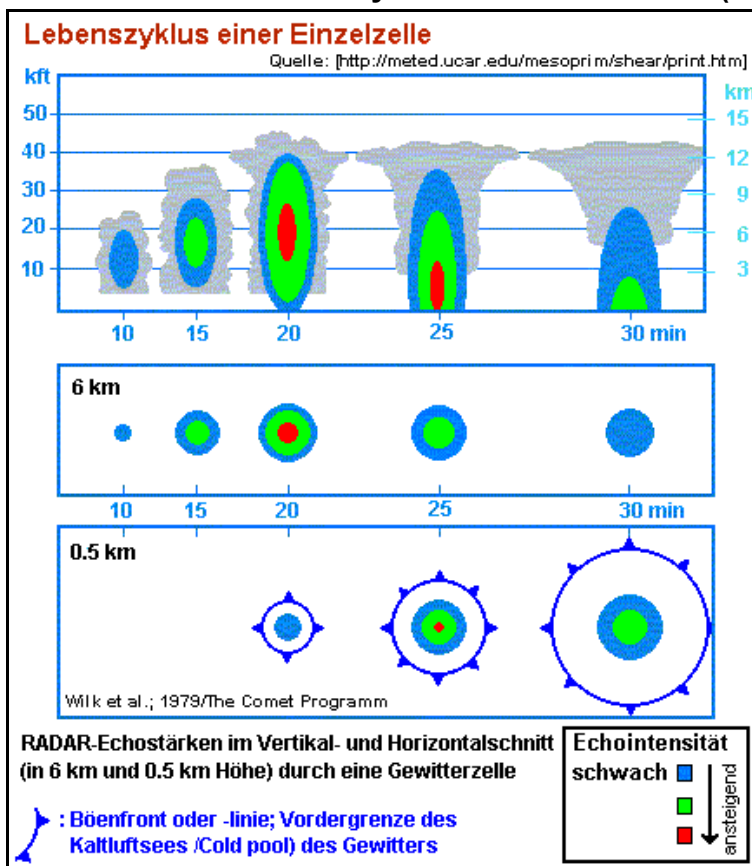
1.3.1.1 Einzelzelle

Gewitter, die nur aus einer einzigen Zelle bestehen, stellen sozusagen den Grundbaustein jedes Gewittersystems dar. Sie treten in mittleren Breiten - meist unregelmäßig in der Landschaft verteilt - manchmal als sogenannte 'Wärme- oder Luftmassengewitter' einzeln in Erscheinung. Sie sind dann ab und zu im Sommer nachmittags und abends über Land und im Spätherbst sowie Frühwinter auch nachts über dem warmen Meer im Bereich der Deutschen Bucht anzutreffen. Sie sind allerdings selten, weil Gewitter oft eine zumindest schwach ausgeprägte mehrzellige Struktur aufweisen (s. Multizelle Abb. 9 a)).

Einzelzellen sind in der Lage, Downbursts, Hagel, Starkregen und gelegentlich schwache Tornados zu erzeugen. Ihr Werdegang lässt sich in die vier Entwicklungsphasen des Jugend-, Aufbau-, Reife- und Auflösungsstadiums gliedern, die ihre charakteristischen Merkmale meist in der warmen Jahreszeit zeigen. Der gesamte Lebenszyklus dauert im allgemeinen etwa 30 bis 60 Minuten und das typische Zeitintervall zwischen zwei aufeinander folgenden Entwicklungsstufen beträgt ca. 5 bis 10 Minuten (s. Abb. 8).

Schematischer Lebenszyklus einer Einzelzelle (Abb. 8)

[Quelle: 4]



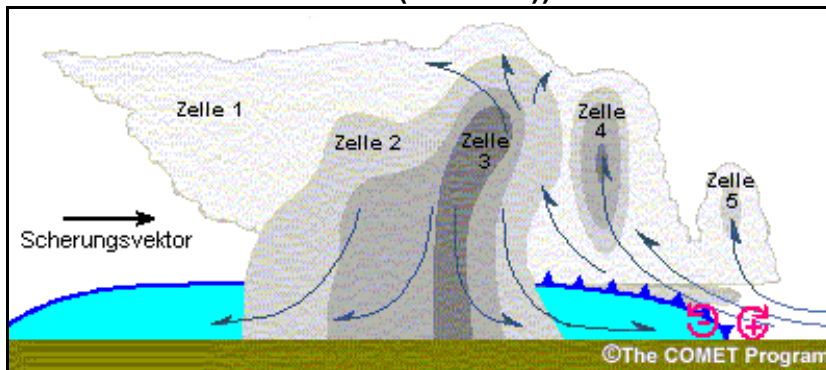
1.3.1.2 Multizelle

Multizellen treten meist haufenförmig als Multizellen-Cluster oder selten linienartig als Multizellen-Linie oder Squall Line in Erscheinung. Das Multizellen-Cluster, der häufigste Typ der drei Gewittergrundformen, bildet sich bevorzugt bei geringer Richtungsänderung sowie mäßiger bis starker Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe und besteht aus einer Gruppe von Einzelzellen - vorwiegend 2 bis 4 - in unterschiedlichen Entwicklungsstadien. Der Durchmesser so eines Multizellen-Clusters weist einige Dekakilometer (horizontale Ausdehnung ca. 15 - 30 km) auf, neue Zellen entstehen alle 5 - 10 Minuten und bis zu 30 Zellen können sich nacheinander formen. Die typische Lebensdauer einer einzigen Zelle dieses Gewitterkomplexes beträgt etwa 10 bis 60 Minuten.

Multizellen können schwere Wettererscheinungen in Form von Downbursts, mittelgroßem Hagel, Überschwemmungen und schwachen Tornados verursachen und bedeuten für die Öffentlichkeit eine mäßige und für die Luftfahrt eine mäßige bis hohe Gefahr.

Multizelle und Kaltluftsee (Abb. 9 a))

[Quelle: 4]



Voll entwickelte Multizelle, aus fünf Einzelzellen bestehend, mit der jüngsten rechts und der ältesten Zelle links. Die Grauschattierungen zeigen unterschiedliche RADAR-Reflexionsbereiche mit dunkelgrau als stärkster Region. Die helleren Gebiete sind Wolkenelemente, die auf dem RADAR meist nicht sichtbar werden. Die aus dem Gewitter ausfließende Kaltluft, der Kaltluftsee, ist blau eingefärbt.

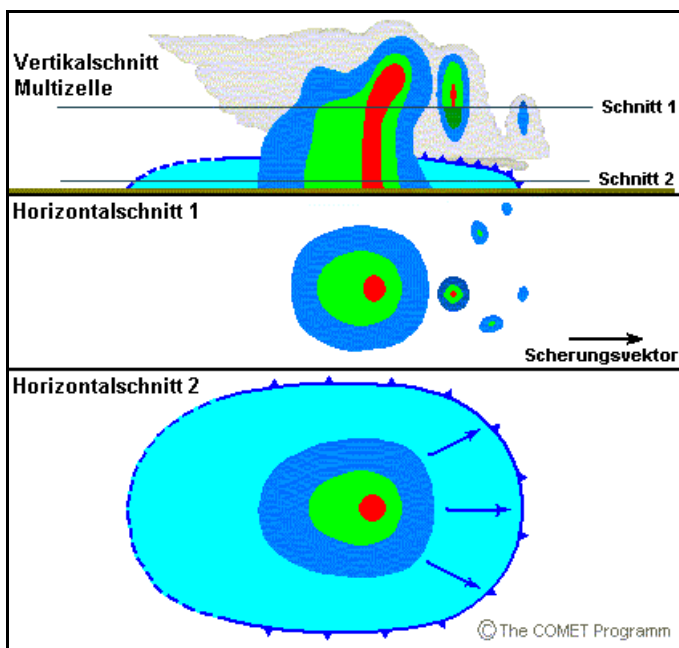
Die rot befiederten Kreise rechts unten markieren ein negatives und positives horizontales Vorticitygebiet (s. 2.3.1.1). Das erste (-) wird durch die Druckgegensätze - hoher Luftdruck im Kaltluftausfluss, tieferer darüber - und durch die vertikale Windscherung zwischen gewittereigener Kaltluft und der darüber einströmenden warmen Umgebungsluft hervorgerufen. Die zweite positive Vorticityregion (+) bildet sich durch die positive vertikale Windscherung (Downshear) aufgrund der Windzunahme mit der Höhe in der wärmeren, vom Kaltluftkeil (Böenfront) angehobenen Umgebungsluft. Optimale Bedingungen für das Wachstum neuer Zellen (Zelle 5) liegen dann vor, wenn die negative horizontale Vorticity (-) genau so stark ist wie die positive horizontale Vorticity (+).

Die Abbildung 9 a) zeigt eine voll entwickelte Multizelle, die aus fünf Zellen in unterschiedlichen Entwicklungsstadien zusammensetzt. Jede einzelne Zelle ähnelt in ihrem Aufbau und ihrer Entwicklung einer Einzelzelle und zieht etwa mit dem mittleren Wind der Luftschichten, in denen sie sich formt. Nur die älteste Zelle (Zelle 1) zeigt einen auffälligen markanten Amboss auf und die jüngste Zelle (Zelle 5) entsteht oberhalb der positiven vertikalen Windscherung (Downshear side) der von links nach rechts ziehenden Multizelle.

Unterhalb der Multizelle hat sich durch die sich am Erdboden horizontal ausbreitende gewittereigene Kaltluft (Downdraft) ein Kaltluftsee gebildet, dessen Vordergrenze die Böenfront darstellt. Diese ist am heftigsten in Bewegungsrichtung des Systems ausgebildet. Wechselwirkungen zwischen Kaltluftsee und der vertikalen Low-level-Scherung in seiner unmittelbaren Umgebung beeinflussen sehr stark das Vermögen der Multizelle, vorderseitig neue Zellen zu formen. Bleiben andere Hebungsmechanismen unberücksichtigt, entwickeln sich kräftige und langlebige Multizellen in einem Umfeld mit einer starken positiven vertikalen Windscherung (Downshear, Windzunahme mit der Höhe) in der bodennahen Luftschicht. Optimale Bedingungen für das Wachstum neuer Zellen (Zelle 5) liegen dann vor, wenn die im Kaltluftsee vorhandene negative horizontale Vorticity (-) (s. Abb. 9 a)) genau so stark ist wie die durch die positive vertikale Windscherung des Gewitterumfeldes erzeugte positive horizontale Vorticity (+) (s. Abb. 9a)).

Schematische RADAR-Ansicht einer Multizelle (Abb. 9 b))

[Quelle: 4]



Vertikaler und horizontaler Querschnitt durch eine voll entwickelte Multizelle
Bei stärkerem Bodenwind ist der Hebungsprozess auf der Vorderseite der Multizelle, ausgelöst durch die Bodenkonvergenz zwischen Böenfront und wärmerer Umgebungsluft, am kräftigsten ausgeprägt, so dass dort favorisiert neue Zellen entstehen.

Abbildung 9 b) stellt einen vertikalen und horizontalen Querschnitt durch eine voll entwickelte Multizelle dar. Bei stärkerem Bodenwind ist der Hebungsprozess auf der Vorderseite der Multizelle, ausgelöst durch die Bodenkonvergenz zwischen Böenfront und wärmerer Umgebungsluft, am kräftigsten ausgeprägt, so dass dort favorisiert neue Zellen entstehen. Natürlich können sich bei ähnlichen Verhältnissen auch in anderen Bereichen entlang der Kaltluftseegrenze neue Zellen bilden, die allerdings dann die Ursache externer, mit der Multizelle unmittelbar in keinem Zusammenhang stehender Hebungsvorgänge sind.

1.3.1.3 Superzelle

Superzellen sind in ihrer mächtigsten Ausprägung die räumlich und zeitlich größten und gefährlichsten Gewittergebilde. Sie haben dann manchmal einen Durchmesser von 20 - 50 km an ihrer Basis und von über 200 km im Bereich der Tropopause, die sie aufwölben und sogar kurzzeitig zu durchstoßen können. Sie können aber auch durchaus weniger imposant in Erscheinung treten.

Ihre Lebenszeit beträgt meist wenige Stunden, sie sind aber in der Lage, bis zu 6 und in extremen Fällen auch bis zu 12 Stunden anzudauern.

Die Lebensdauer sowie Intensität von Superzellen beruht meist auf einer quasi-stationären Zirkulation, die sich in mittleren Höhen des Gewitters formt und ist nicht, wie bei Multizellen, die Folge der ständigen Neu-, Umbildung und Auflösung von Einzelzellen. Charakteristisch für diese klassische Superzelle ist ein starker, unverzweigter, im Wolkeninneren rotierender Updraft, die Meso-Zyklone, die sozusagen den Motor des Unwetters darstellt. Sie bewirkt einerseits, dass warme, feuchte Luft in Bodennähe in das Gewitter einströmt und im Updraftbereich mit hoher Geschwindigkeit aufsteigt. Andererseits befördert sie 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 Niederschlagselemente, 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). 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.

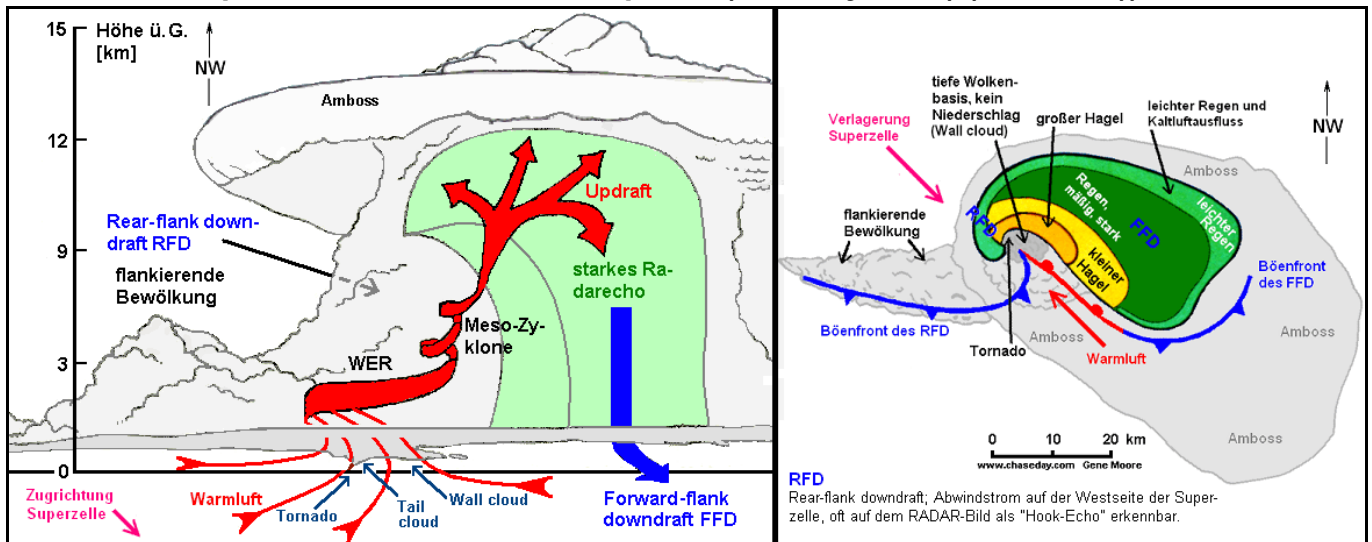
Im Einzugsgebiet des Updrafts, in der die bodennahe Luft in extreme horizontale Rotation versetzt werden kann, bilden sich bevorzugt Großtromben. Hier ist die Superzelle im Stande, verheerende F4-Tornados (s. 2.4.4, Tab. 11) zu produzieren, deren Zerstörungskraft mit Windgeschwindigkeiten von über 400 km^{-1} unglaublich ist.

Betrachtet man das Radarbild einer Superzelle, so übertrifft das Gebiet mit einer Echostärke von 40 dBZ - im DWD beginnt die Darstellung der Reflexion Z bei 7 dBZ ($\text{dBZ} = 10 \log Z$) und reicht bis 55 dBZ - in der Breite 40 km und in Einzelfällen kann die maximale Intensität so eines Schwergewitters über 60 dBZ betragen.

Superzellen können katastrophale Wettererscheinungen in Form von bedrohlichen Downbursts, großen Hagelkörnern, starken Überschwemmungen und extremen Tornados verursachen und bedeuten für die Öffentlichkeit und Luftfahrt eine hohe Gefahr.

Die Meso-Zyklone, der Antriebsmechanismus, bedingt dabei ihre Langlebigkeit und Gefährlichkeit. Es wird jedoch angenommen, dass nicht nur Superzellen, sondern weitaus mehr Gewitter über dieses Phänomen verfügen, als bisher vermutet wurde. Mit großer Wahrscheinlichkeit weist jedes große Hagelkörner produzierende Unwetter eine Meso-Zyklone auf.

Klassische Superzelle mit rotierendem Updraft (Meso-Zyklone) (Abb. 10 a))



Zugrichtung der Superzelle: von schräg links hinten nach rechts vorn aus der Zeichnung heraus

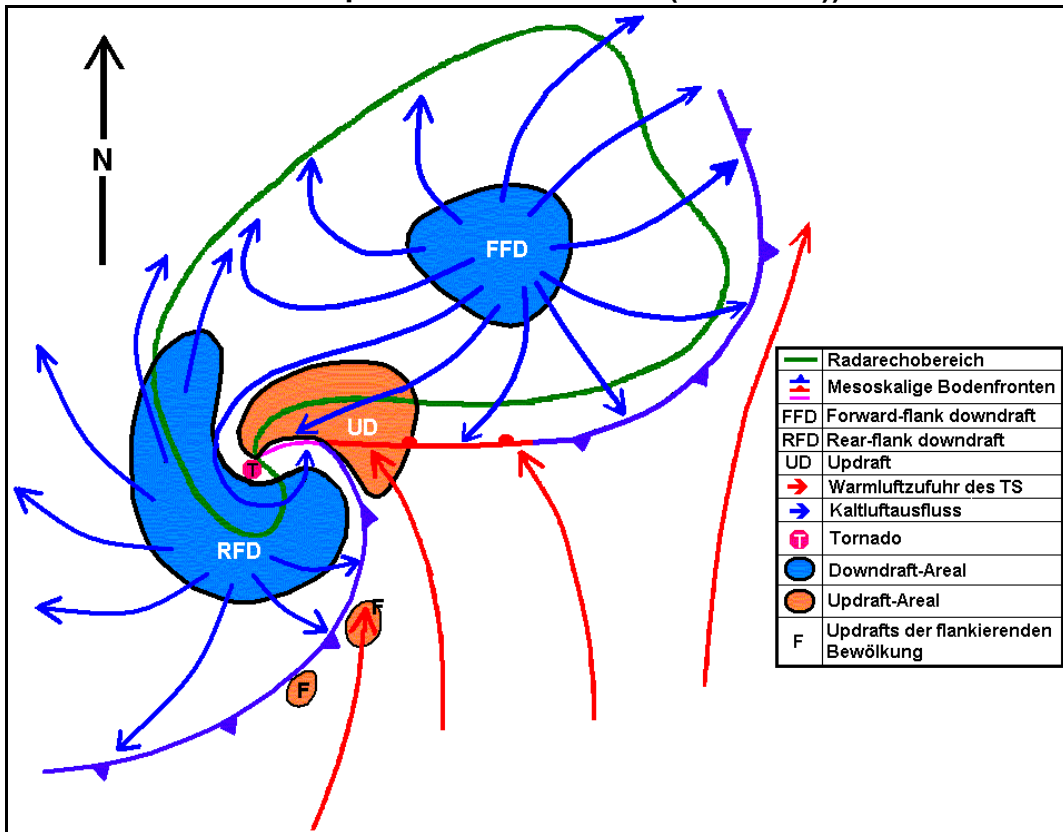
RFD: Rear-flank downdraft; Abwindstrom auf der Westseite der Superzelle, oft auf dem RADAR-Bild als "Hook-Echo" erkennbar.

Für die Entwicklung von Superzellen sind die troposphärischen Strömungsverhältnisse von essentieller Bedeutung. Dazu gehören erstens die Art des bodennahen vertikalen Windprofils im Umfeld des Unwetters, zweitens die Stärke der Warmluftzufuhr in das Gewitter und drittens die Höhe der Windgeschwindigkeit in der mittleren Troposphäre. Der erste Parameter beschreibt im Zusammenhang mit der Unwetter-Verlagerung das Rotationspotential des Updrafts. Die zweite und dritte Größe bestimmen über den Grad der Labilität und die Stärke der vertikalen Windscherung in höheren Luftschichten die Intensität der Meso-Zyklone.

Um die im Umfeld und in einer Superzelle ablaufenden dynamischen Vorgänge erklären zu können, die zur Bildung einer Meso-Zyklone und wahrscheinlich auch eines Tornados führen, enthält das Kapitel 2 die wesentlichen Grundlagen der atmosphärischen Dynamik. Im Einzelfall wird dabei auch schon näher auf die heute bekannten Antriebsmechanismen einer Superzelle eingegangen.

Bodenmodell einer Superzelle mit Tornado (Abb. 10 b))

Quelle:[36]



Bereits 1979 wurden von den beiden amerikanischen Meteorologen Lemon und Doswell das Modell einer Superzelle mit Tornado konzipiert, das sich auch heute noch als aktuell erweist (Abb. 10 b)) und die mesoskaligen Erscheinungen des Unwetters am Erdboden darstellt. Der RFD scheint dabei einen bedeutenden Einfluss auf die Entstehung von Superzellen-Tornados zu haben. Es wird angenommen, dass Wechselwirkungen zwischen Hook echo (s. nächste Seite), RFD und der in den mittleren Höhen einer Superzelle vorhandenen Meso-Zyklone mit der Tornadobildung eng verbunden sind.

Die Phänomene, die sich in Verbindung mit Superzellen bzw. teilweise auch mit normalen Gewittern beobachten lassen, dokumentiert die nachfolgenden Auflistung.

Besondere meteorologische Phänomene und RADAR-Strukturen, die in Verbindung mit Superzellen auftreten können:

- **Bounded weak echo region (BWER), auch 'Vault' genannt** (s. WER)
- **Bow echo oder Bowing line segment** (s. auch 2.4.3.5)
Gewittereigenes, kräftiges Radarecho in Form eines Bogens, das gelegentlich bei Squall lines zu finden ist. In Verbindung mit Bow echos treten häufig sehr starke Windböen und Downbursts auf.
- **Flankierende Bewölkung, Flanking line (Superzelle)**
Eine seitlich an ein Gewitter angrenzende Linie von Cumuluswolken, deren mächtigste Cu sich in unmittelbarer Nähe des aktiven Teils einer Superzelle befinden. Sie treten meist auf der SW-Seite des Unwetters auf, mindern das Entrainment und können die Superzelle mit Flüssigwasser versorgen.

- **Forward-flank downdraft FFD (Superzelle)**
Der vorderseitige Abwindstrom einer Superzelle.
- **Fractus (Schlechtwetterstratus, Scud clouds)**
Tiefe Wolkenfetzen, die häufig in Verbindung mit und hinter Böenfronten von Gewittern sowie unterhalb ihrer Basis vorkommen.
- **Front-flank notch FFN**
Breites Band starker RADAR-Reflexion an der Vorderflanke einer Superzelle, das nasenartig eingedellt ist und deshalb oft nierenförmig aussieht. Dieser deformierte Bereich deutet auf das WER (Weak echo region, s. Abb. 25) und den rotierenden Updraft hin.
- **Hook echo (Superzelle)**
Ein anghakenförmiges Radarecho, das dadurch entsteht, dass Niederschlagspartikel im Randbereich eines in mittleren Höhen rotierenden Updrafts (klassische Superzelle mit Meso-Zyklone) herumgeführt werden. Das reflexionsarme Gebiet innerhalb des Hook echos (WER, 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.
- **Meso-Zyklone (Superzelle)**
Kleinräumige Zyklone, die sich in mittleren Höhen einer Superzelle entwickeln kann. Der Updraft gerät im zweiten Stadium der Superzellen-Entwicklung in etwa 5 - 8 km über Grund am stärksten in zyklonale Rotation und bildet eine Meso-Zyklone mit einem Radius von etwa 5 - 10 km. So ein Unwetter wird auch als klassische Superzelle bezeichnet.
- **Rear-flank downdraft RFD**
Rückseitiger Abwindstrom einer Superzelle; Wechselwirkungen zwischen Hook echo, RFD und der Meso-Zyklone in mittleren Höhen einer Superzelle scheinen mit der Tornadobildung eng verbunden zu sein.
- **Tail cloud (Superzelle)**
Ein manchmal entstehender schweifartiger Wolkenfortsatz am Ende einer Wall cloud, der eine zur Wall cloud hingerichtete Bewegung und einen heftigen Updraft an der Verbindungsstelle mit der Wall cloud aufweist.
- **Tornados**
Großtromben in Form von Wirbelwinden mit einer spiralförmigen Luftbewegung, die durch Wechselwirkungen in oder unterhalb einer Quellwolke mit ihrem Umfeld entstehen und starke vertikale Vorticity produzieren können, die einen horizontalen kleinräumigen Wirbel mit einer kräftigen zyklotropischen Strömung zu initiieren vermag. Dieser kann dann unterhalb der Wolkenbasis als Wolkenschlauch sichtbar werden und sich während der Bildungsphase des Tornados abwärts fortschreitend bis zum Erdboden entwickeln.
- **Rear inflow notch, V-notch oder enhanced V (Superzelle)**
Schwacher Echobereich in den unteren Höhen im Bereich des RFD mit einer v-förmigen Struktur, das die von der Superzelle in der Höhe blockierte Strömung anzeigt, so dass ein Teil dieser Luft um das Unwetter herumgeführt wird.
- **Wall cloud (Superzelle)**
*Eine Wolke mit einem Durchmesser von etwa 1.5 - 6.5 km, deren Untergrenze niedriger als die des Schwerewitters ist und die in der regenfreien Zone unter dem starken Aufwindstrom kurz nach Niederschlagsbeginn entstehen kann. Anteile der durch Verdunstung von Regen abgekühlten und dadurch absinkenden, sehr feuchten Luft geraten in den Updraft und strudeln aufwärts, bis der Wasserdampf nach kurzer Hebung kondensiert.
Aus der Ferne betrachtet zeigen viele Wall Clouds sowohl eine kräftige Aufwärts- als auch Rotationsbewegung, die der von Tornados gleicht, aber von geringerer Stärke ist. Wall clouds entwickeln sich meist im Zeitraum von wenigen Minuten bis zu einer Stunde, bevor die Großtrombe in Erscheinung tritt und sie sind überwiegend im SW-Teil des Unwetters zu finden.*

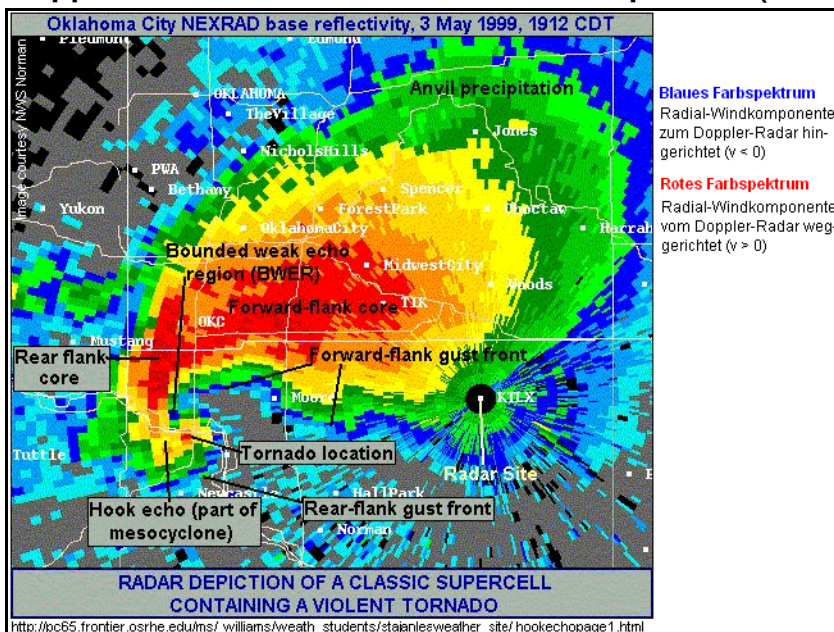
– **WER (Super-, Multizelle) (Weak echo region)**

Relativ schwaches RADAR-Reflexionsgebiet in tieferen Schichten im Einströmbereich einer Multi- und Superzelle, das durch ein stärkeres überhängendes Radarecho abdeckt wird. Das WER ist ein Anzeichen für einen starken Updraft im Einströmbereich der Gewitterzelle, deren Niederschlag in der Höhe schwebend erhalten wird. Wenn sich bei einer Superzelle dieses schwache Reflexionsgebiet tieferer Schichten aufwärts in die stärkere Echoregion hinein ausdehnt und von ihr umschlossen wird, spricht man vom BWER (Bounded weak echo region) oder 'Vault'.

Die nächste Abbildung (Abb. 10 c)) zeigt das RADAR-Bild einer Superzelle, die am 03.05.1999 einen Tornado der Stärke F5 nach der Fujita-Skala (Windgeschwindigkeit über 420 km h^{-1}) produzierte, der extreme Verwüstungen in zwei kleineren Orten in den USA anrichtete.

Doppler-Radar-Bild einer klassischen Superzelle (Abb. 10 c))

[Quelle: 24]



WER (Weak echo region)

Relativ schwaches RADAR-Reflexionsgebiet in tieferen Schichten einer Superzelle

Anvil precipitation

Kleine Hagelkörner, die aus dem Amboss herausgeschossen werden, auf ihrem langen Fallweg oft schmelzen und den Erdboden vor dem Unwetter in Form großer, einzelner Regentropfen erreichen können.

Bounded weak echo region (BWER), auch 'Vault'

Relativ schwaches, tiefes RADAR-Echo eines Gewitters, das in höhere Schichten hinaufreicht und dort von einer stärkeren Echoregion umgeben ist.

Forward-flank core

Kern des FFDs (s. Abb.10a))

Forward-flank gust front

Vorderseitige Böenlinie des FFD

Rear-flank gust front

Rückseitige Böenlinie des RFD

Hook echo (s. S. 24)

Rear-flank core

Kern des RFD (s. Abb.10a))

Klassische Superzelle

Superzelle mit rotierendem Updraft in den mittleren Regionen der Superzelle (mesoskaliges Tief)

1.3.2 Schwergewitter

Schwergewitter treten meist dann auf, wenn die Bodenkonvektion durch zusätzliche Hebungsvorgänge verstärkt wird. Besonders die seltenen Superzellen, aber auch Multizellen und konvektive Wettersysteme (MCS, Mesoscale convective Systems), verursachen Unwetter, aber auch Einzelzellen können manchmal so in Erscheinung treten.

Weil sie aber in einem Umfeld von hoher Labilität und schwacher vertikaler Windscherung entstehen, haben sie allerdings nur eine sehr eng begrenzte Lebenszeit, so dass auch ihre Starkwettererscheinungen nur von kurzer Dauer sind.

Treten Gewitter erstmalig auf, so sind Wechselwirkungen zwischen vertikaler Windscherung und Updraft einerseits und Windscherung und Kaltluftsee andererseits möglich. Die dadurch verursachten strukturellen Veränderungen der Konvektionszelle können einen Wechsel der Gewittergrundform und/oder eine Zunahme ihrer Andauer bewirken, so dass die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Schwergewittern zunimmt.

Die Stärke der Konvektion hängt von der Labilität ab, die das Auftriebsprofil prägt und mit Hilfe eines TEMP ermittelt werden kann. Hier gilt:

- Einzelzellen entstehen häufig bereits bei mäßiger Labilität und ihre Dauer beträgt oft nur 20 bis 30 Minuten, weil die Ansammlung von wachsenden Niederschlagsselementen in der Wolke bald nicht mehr vom Updraft getragen werden kann, diese auszufallen beginnen und dabei den Aufwindstrom unterdrücken.
Einzelzellen werden meist als Nicht-Schwergewitter beobachtet. Bei hoher Labilität allerdings können sie auch Starkgewitter formen, z.B. in Form von "Pulse Storms", deren erstes Radarecho sich in höheren Bereichen als bei normalen Einzelzellen entwickelt. Das Radarbild zeigt dann anschließend ein kräftiges Radarecho, das sich rasch kaskadenartig abwärts bewegt. Solche Pulse Storms verursachen Unwetter mit Hagelschlag und Downbursts.
- Multizellen bilden sich bei mäßiger bis starker Labilität und treten als Nicht-Schwergewitter und Schwergewitter in Erscheinung.
- Superzellen, die ihre Bezeichnung übrigens nicht aufgrund ihres manchmal großen vertikalen und horizontalen Umfangs erhalten haben - sie können mächtig oder weniger ausgedehnt in Erscheinung treten - produzieren häufig Schwergewitter.

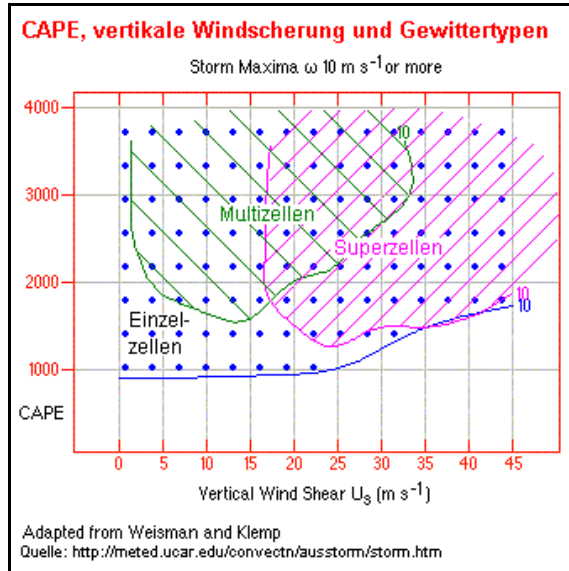
Kennzeichen von Schwergewittern (Tab. 8)

Mindestens eine der nachfolgenden Wettererscheinungen wird beobachtet:	
Hagel mit einem Durchmesser $d \geq 2$ cm	nach National Weather Service (USA) sowie Tornado und Storm Research Organisation (UK)
Windgeschwindigkeit ≥ 100 km h ⁻¹	
Tornados	

Neueste Forschungen ergaben, dass das LFC die Entstehung von Superzellen-Tornados beeinflussen kann, weil das bodennahe CAPE und CIN in Beziehung zum LFC stehen. Geringe LFC bedeuten ein höheres Low-level-CAPE, so dass die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Tornados wächst, weil die mögliche Vertikalbeschleunigung in Bodennähe stärker ist. Zusätzlich beinhalten höhere LFC-Werte auch ein größeres CIN, so dass die Tornado-Wahrscheinlichkeit abnimmt.

CAPE und vertikale Windscherung bestimmen, welcher der drei Basistypen Einzel-, Multi- und Superzelle vorkommen können.

Grundformen von Gewittern als Funktion von CAPE und Windscherung (Abb. 11)



[Quelle: 4]

Bei gegebenen CAPE- und Windscherungswerten können sich unterschiedliche Gewittertypen ausbilden (s. Grafik). Vorhersage-Indizes sind deshalb nur Hilfsmittel, die es dem Prognostiker erlauben, die gewitterbildenden Prozesse zu diagnostizieren und die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines spezifischen Gewittertyps vorherzusagen.

Weiterhin wurde festgestellt, dass das bodennahe CAPE und CIN in einer Beziehung zur Höhe des LFC stehen. Geringere LFC-Höhen bedeuten ein höheres Low-level-CAPE, so dass die Wahrscheinlichkeit für Superzellen-Tornados wächst, weil die mögliche Vertikalbeschleunigung in Bodennähe stärker ist. Zusätzlich beinhalten höhere LFC-Werte auch ein größeres CIN, so dass die Tornado-Wahrscheinlichkeit abnimmt.

Unwettererscheinungen und entwicklungsfördernde Parameter (Tab. 9)

[Quelle: 19]

Unwettererscheinungen	Entwicklungsfördernde Parameter
große Hagelkörner, Durchmesser $d \geq 1.9$ cm	<ul style="list-style-type: none"> – CAPE > 1500 (keine Superzellen-Entwicklungsumgebung)* – CAPE > 1000 (Superzellen-Entwicklungsumgebung)* – hoher Anteil von CAPE vom LFC bis -10 °C – Nullgradgrenze der Pseudo-Feuchttemperatur in 1500 - 3600 m agl* (bevorzugt in 2100 - 2800 m)* – hohe Luftfeuchte in der planetarischen Grenzschicht
starke Böen	<ul style="list-style-type: none"> – Relative Luftfeuchte $U > 75\%$ zwischen 800 - 350 hPa* – hohe Zuggeschwindigkeit des Gewitters mit > 40 kn* – dicke trockenadiabatische Schicht unterhalb der Wolkenbasis* – hoher Flüssigwassergehalt im Downdraft*
Starkregen und Flutwellen (in Verbindung von Starkniederschlag und beständigerer Konvektion)	<ul style="list-style-type: none"> – starker Updraft* – feuchte Schicht bis 500 hPa oder niederschlagbares Wasser signifikant über dem Mittelwert* – Schichtdicke der Wasserwolken-Region > 3 km* – Entwicklungsumfeld mit schwacher vertikaler Windscherung* – tiefe Wolkenbasis mit einer hohen relativen Luftfeuchte unter ihr zur Verminderung der Verdunstung* – langsam ziehendes Unwetter (< 10 bis 15 kn) und langlebige Zellen* – Entwicklung weiterer Zellen über demselben Gebiet*

* : Ein Sternchen hinter einer Entwicklungsgröße bedeutet, dass der Einfluss dieses Parameters noch nicht vollständig erkannt wurde.

Wie die Grafik 11 zeigt, können in einem relativ breiten Spektrum der Werte von CAPE und vertikaler Windscherung (s. auch 1.3 und 3.1.1) verschiedene Gewittertypen entstehen.

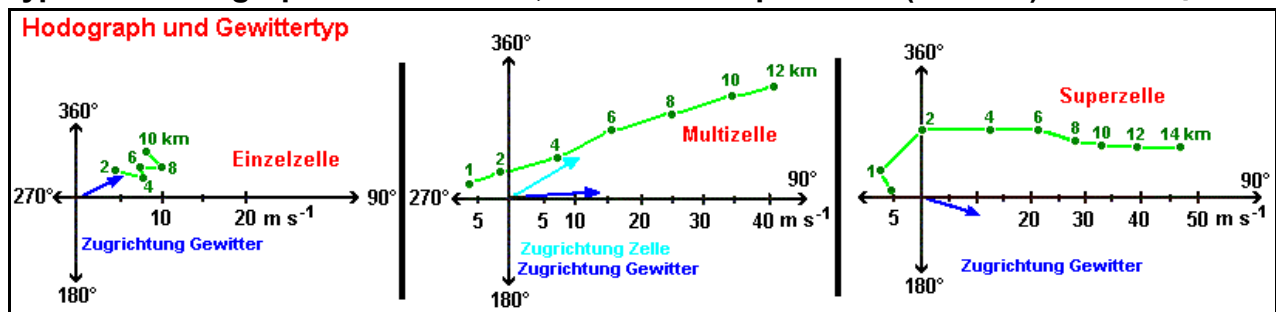
Berechnete Werte von CAPE und vertikaler Windscherung stellen deshalb nur ein Hilfsmittel dar, das es dem Prognostiker erlaubt, die gewitterbildenden Prozesse abzuschätzen und die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines bestimmten Gewittertyps vorherzusagen.

Wie bereits angesprochen, hängt die Stärke der Konvektion von der Labilität ab. Die vertikale Windscherung dagegen dominiert die Struktur der Konvektion und lässt sich mit Hilfe eines Hodographen anschaulich graphisch darstellen. Folgende Aussage bezüglich des Gewittergrundtyps ist dabei möglich:

- Einzelzellen entstehen bei schwachen vertikalen Windscherungen, so dass ihre Hodograph-Signatur nur aus kurzen Linien besteht (Abb. 12, links).
- Multizellen entwickeln sich dagegen bei starker vertikaler Geschwindigkeits-, aber geringerer Richtungsscherung als bei Superzellen, so dass ihr Hodograph meist geradlinig und lang ist.
- Superzellen formen sich wie Multizellen ebenfalls bei einer starken vertikalen Geschwindigkeitsscherung, die meist jedoch auch mit einer markanten Rechtsdrehung in der bodennahen Luftschicht verbunden ist. Ihr Hodograph ist deshalb ebenfalls lang, aber unten häufig gekrümmt. Superzellen jedoch können genau so gut auch bei geradlinigen, langen Hodographen vorkommen. Gebogene Hodograph-Linien sind zusätzlich noch ein Kennzeichen für ein Windmaximum in tieferen Schichten (Low-level-jet), das einen verstärkten relativen Luftzufluss in das Gewitter verursacht und bedeutend für die Entwicklung von Superzellen sein kann.

Typische Hodographen von Einzel-, Multi- und Superzellen (Abb. 12)

[Quelle: 20]



Hodographen werden mit Windvektoren in einem Polarkoordinatensystem erstellt, dessen vier Achsen die Windrichtung und deren Maßeinteilungen die Windgeschwindigkeit repräsentieren. Die im Koordinatensystem enthaltenen Punkte zeigen dann die Endpunkte der nicht eingezeichneten Windvektoren (Richtung und Geschwindigkeit) in den angegebenen Höhen, die ihren Anfangspunkt im Schnittpunkt (0,0) der x- und y-Achse haben. Die Linie zwischen zwei Punkten stellt die Vektordifferenz zwischen den zwei Windvektoren der beiden Höhen und damit den Vektor der vertikalen Windscherung in diesem Höhenintervall dar. Der Betrag dieser Größe wird auf ihre Schichtdicke bezogen, so dass sich bei einem Scherungswert von 15 m s^{-1} und einer Schichtdicke von 2000 m eine vertikale Windscherung von 0.008 s^{-1} ergibt.

Die Länge einer Hodograph-Linie ist damit der Stärke der vertikalen Geschwindigkeitsscherung proportional und eine gerade Hodograph-Linie zeigt an, dass keine Richtungsscherung vorliegt.

Die drei Grafen von links nach rechts veranschaulichen die typischen vertikalen Windscherungen beim Auftreten von Einzel-, Multi- und Superzellen. Der Superzellen-Hodograph rechts zeigt z.B., dass der Südost-Wind in 1 km Höhe stärker als der Südwind in 2 km ist, dass der Wind mit der Höhe nach SW dreht und seine Geschwindigkeit zunimmt. Gekrümmte Hodographen sind zusätzlich noch ein Kennzeichen für ein Windmaximum in tieferen Schichten (Low-level-jet), das zu einem verstärkten relativen Luftzufluss in das Gewitter sorgt und bedeutend für die Entwicklung von Superzellen sein kann. Superzellen jedoch können sich genau so gut bei geraden Linien ausbilden, treten aber meist bei gekrümmten Hodographen auf.

1.4 Bedeutung der Wet-Bulb Zero Height WBZ

Als Pseudo-Feuchttemperatur t_{sw} oder `Wet-bulb temperature` wird die Temperatur bezeichnet, die ein Luftpaket annähme, wenn es trockenadiabatisch bis zum HKN aufstiege und anschließend wieder feuchtadiabatisch bis zum Ausgangsniveau absänke. t_{sw} entspricht in etwa der Feuchttemperatur t' , d.h. der Temperatur, die das feuchte Thermometer der Klimahütte nach erfolgreicher Aspiration anzeigt. Weil bei Wasserdampfsättigung in bezug auf die flüssige Phase die Größen Temperatur, Taupunkt und Pseudo-Feuchttemperatur den gleichen Wert aufweisen, gibt die Pseudo-Feuchttemperatur von 0 °C etwa die Nullgradgrenze in einer konvektiven Mischwolke an.

Diese in der englischen Literatur sogenannte `Wet-bulb zero height` WBZ kennzeichnet deshalb annähernd das Niveau, in dem die sich abwärts bewegenden Eisteilchen - im Gewitter z.B. größere Graupel- und/oder Hagelkörner - zu schmelzen anfangen und markiert daher auch etwa die Höhe, in dem der Abwindstrom eines Gewitters sich auszubilden beginnt. Generell gilt, dass WBZ-Höhen zwischen 7000 und 10500 ft agl das Auftreten von großen Hagelkörnern am Erdboden fördern. Höhere WBZ-Level dagegen lassen auf stabilere Schichten in den mittleren und höheren Troposphäre schließen und implizieren eine mächtige Schmelzzone für fallende Hagelkörner. Auf der anderen Seite deuten tiefere WBZ-Höhen an, dass die unteren troposphärischen Schichten zu kühl und stabil sind, um intensive Konvektion zu produzieren.

WBZ-Werte stellen allerdings nur allgemeine Hinweise für die Hagelvorhersage dar. Zusätzlich müssen CAPE und CIN bestimmt werden, weil diese beiden Größen die Aufwindstärke beinhalten und damit näherungsweise das Updraft-Potential wiedergeben. Weil der Umfang eines Hagelkorns jedoch auch von der Zeit abhängt, die es in den Wachstumsregionen einer Gewitterwolke verbringt, erfasst das WBZ nur teilweise das Auftreten von großen Hagelkörnern. Ihre Bildungschancen sind bei Gewittern, die über einen breiten, mäßig starken Updraft, eine kleine Low-level-Scherung, ein starkes Windfeld im mittleren Niveau (Storm-relative flow, SR-flow) der Troposphäre und eine höhere Wolkenbasis verfügen, größer als bei Unwettern, die einen starken, aber sehr kompakten Aufwindstrom und eine geringe SR-Strömung zeigen. Deshalb produzieren Unwetter mit ausgeprägten Meso-Zyklonen und hohem VIL (Vertically integrated liquid; vertikales Integral der RADAR-Reflexion einer Luftsäule und damit Maß für die vertikale Niederschlagsmenge) öfter Hagel als solche ohne mit schwacher SR-Strömung und gleichen VIL-Werten ohne Meso-Zyklonen.

2. Grundlagen der troposphärischen Dynamik

2.1 Luftbewegung

2.1.1 Allgemeines

Der als Wetter bezeichnete aktuelle physikalische Zustand der Troposphäre ist geprägt von ständigen Veränderungen in Raum und Zeit. Diese thermodynamischen Prozesse lassen sich durch Gleichungen beschreiben, mit denen die Entwicklung und Verlagerung von Wettersystemen - z.B. Superzelle, Seewind-Zirkulation aber auch synoptische Tief- und Hochdruckgebiete - in Raum und Zeit erfasst werden können. Dazu gehören u.a. die Bewegungsgleichungen, die Kontinuitäts- (Massenhaushalt), die Drucktendenz- und die Rotations- oder Vorticitygleichung. Weil diese Wettersysteme in einer Vielzahl von unterschiedlichen Größenordnungen auftreten, lassen sie sich nach ihrer räumlichen und zeitlichen Ausdehnung, also nach ihrer horizontalen Länge und Andauer - klassifizieren. Das Spektrum dieser troposphärischen Raum-/Zeitskala umfasst dabei Werte von 10^{-3} Metern bis zu einigen 1000 Kilometern und 10^{-3} Sekunden bis zu einigen Tagen. Längen- und Zeitskala sind dabei gekoppelt, d.h. horizontal ausgedehnte meteorologische Phänomene dauern entsprechend lange an und umgekehrt. Synoptische Bodentiefs der mittleren Breiten z.B. überdecken meist Meeresgebiete von mehr als 500 km und können mehrere Tage andauern, während der kleinräumigere Seewind etwa eine mittlere horizontale Ausdehnung von 100 km und eine Dauer von ca. 6 h aufweist. Noch ein wenig darunter ist auch das Phänomen der Superzelle anzutreffen, deren Dynamik sich mit den nachfolgenden mathematischen und physikalischen Beziehungen teilweise erklären lässt.

2.1.1.1 Meteorologische Feldkoordinaten und ihre Differentiale

Die meteorologischen Elemente wie z.B. Temperatur t , Luftdruck p und Dampfdruck e variieren in Raum (Koordinatensystem mit drei Achsen x, y, z) und Zeit (t) und werden deshalb physikalisch als Feldgrößen bezeichnet. Sie sind Funktionen der vier Feldkoordinaten x, y, z, t und ihre Änderungen lassen sich mathematisch mit der Differentialrechnung erfassen. Variationen in Richtung nur einer der vier Feldkoordinaten x, y, z, t heißen partielle Differentiale ∂ (partielle Ableitungen) und solche in Richtung aller Feldkoordinaten totale Differentiale d (totale Ableitungen).

Partielle Differentiale der Lufttemperatur T (Form. 6)

[Quelle: 22]

$\left. \frac{\partial T}{\partial x} \right _{y,z,t}$	$\left. \frac{\partial T}{\partial y} \right _{x,z,t}$	$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right _{x,y,t}$	$\left. \frac{\partial T}{\partial t} \right _{x,y,z}$	$\partial T / \partial x$: Partielles Differential der Temperatur, Änderung in Richtung der x-Feldkoordinate; usw...
				x, z, t : konstante Feldkoordinaten

Der linke Ausdruck der Formel 6 beschreibt die Variation der Temperatur T, wenn sich nur die horizontale Feldkoordinate x ändert, während die Feldkoordinaten y, z, t konstant bleiben. Beim rechten Term hingegen wird nur die Änderung der Temperatur T in der Zeit t an einem gegebenen Ort in der Höhe z betrachtet. Diese Ableitung heißt *lokale Ableitung* oder *lokale Änderung* und wird als *lokaler partieller Differentialquotient* bezeichnet.

Mit einem fest angebrachten Thermometer z.B. misst man also die Temperatur T(t) als Funktion der Zeit. Wird hierbei die Temperatur gleichzeitig auch mit einem Thermographen aufgezeichnet, werden ihre Veränderungen als $\partial T / \partial t$ registriert.

Mit einer Radiosonde dagegen wird das vertikale Temperaturprofil T(z) bestimmt, wenn die horizontale Abdrift x, y und die beim Aufstieg vergangene Zeit t unberücksichtigt bleiben.

2.1.1.2 Bewegung eines Luftteilchens in Raum und Zeit

Aus dem Weg s, den ein Luftteilchen im Raum (x, y, z) und in der Zeit t zurücklegt, ergibt sich sein Verlagerungsvektor $v_3(t)$ als Ableitung von s nach t. Um seinen Weg im Raum mit Hilfe der drei Raumachsen oder räumlichen Feldkoordinaten zu beschreiben, wird der Vektor $v_3(t) = ds/dt$ mit den Einheitsvektoren \vec{e}_x , \vec{e}_y und \vec{e}_z der x-, y- und z- Achse als totales Differential ds/dt ausgedrückt.

Bewegung eines Luftteilchens in Raum und Zeit (Form. 7)

[Quelle: 22]

$\frac{ds}{dt} = \frac{dx}{dt} \vec{e}_x + \frac{dy}{dt} \vec{e}_y + \frac{dz}{dt} \vec{e}_z$	ds/dt : Totales Differential, totale Ableitung des räumlichen Weges eines Luftpaketes nach der Zeit t
$u = \frac{dx}{dt} = v_3 \cdot \vec{e}_x$	x, y, z : Achsen des Koordinatensystems; x \rightarrow zeigt nach Osten; y \rightarrow zeigt nach Norden; z \rightarrow zeigt vertikal nach oben
$v = \frac{dy}{dt} = v_3 \cdot \vec{e}_y$	u, v, w : Komponenten von v_3 ; u \rightarrow in x-Richtung; v \rightarrow in y-Richtung; w \rightarrow in z-Richtung (vertikal)
$w = \frac{dz}{dt} = v_3 \cdot \vec{e}_z$	$\vec{e}_x, \vec{e}_y, \vec{e}_z$: Einheitsvektoren \vec{e}_x, \vec{e}_y und \vec{e}_z , die in Richtung x-, y- und z-Achse verlaufen und den Betrag 1 aufweisen.
	v_3 : Vektor der Geschwindigkeit des Luftteilchens in x-, y- und z-Richtung

Die Komponenten u, v, w von v_3 lassen sich nach der Vektorrechnung als skalares Produkt von v_3 mit dem jeweiligen Einheitsvektor $\vec{e}_x, \vec{e}_y, \vec{e}_z$ notieren. Pfeile über den vektoriellen Größen werden aus schreibtechnischen Gründen nur zum besseren Verständnis bei den Einheitsvektoren gesetzt.

Die Komponenten des Verlagerungsvektors $v_3(t)$ (dx/dt , dy/dt und dz/dt) können dann mit u , v und w bezeichnet werden und lassen sich nach der Vektorrechnung auch als skalare Produkte von $v_3(t)$ mit dem jeweiligen Einheitsvektor \bar{e}_x , \bar{e}_y und \bar{e}_z darstellen (s. Form. 7).

2.1.2 Bewegung eines Luftpaketes und Nabla-Operator

In der Meteorologie erweist es sich häufig als notwendig, ein gedachtes Luftpaket zu betrachten, das sich frei im Raum bewegt. Soll dabei die sich in der Zeit t verändernde Temperatur T als meteorologische Größe näher verfolgt werden, so handelt es sich nun um eine *individuelle* bzw. *totale Änderung*, die sich mit der *totalen Ableitung* dT erfassen lässt. Das Luftpaket bewegt sich hierbei in der Zeit $t_0 + dt$ vom Anfangspunkt P_0 mit den räumlichen Koordinaten x_0, y_0, z_0 bis zum Endpunktpunkt P_1 mit x_1, y_1, z_1 (s. Form. 8, 1. Gleichung). Setzt man dann in diese Beziehung noch die Geschwindigkeitskomponenten u, v, w ein, erhält man die totale Ableitung der Temperatur T nach der Zeit t (s. Form. 8, 2. Gleichung). Diese Beziehung berücksichtigt alle partiellen Ableitungen und lässt sich zusätzlich noch übersichtlicher gestalten, wenn die räumlichen partiellen Ableitungen mit dem Nabla-Operator ∇ mathematisch zusammengefasst werden.

Totale Differentiale der Lufttemperatur T und Nabla-Operator (Form. 8) [Quelle: 22]

$$dT = \left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{x,y,z} dt + \left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{y,z,t} dx + \left. \frac{\partial T}{\partial y} \right|_{z,x,t} dy + \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{x,y,t} dz$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial t} + v_3 \cdot \nabla_3 T$$

- dT/dt : Totales Differential, totale Ableitung der Temperatur T nach der Zeit t
- $\partial T/\partial t$: Lokale Änderung der Temperatur T ; zeitliche Variation an einem Ort
- $u \partial T/\partial x, v \partial T/\partial y$: Advektive Änderung der Temperatur T ; horizontaler Transport in x-/y-Richtung
- $w \partial T/\partial z$: Konvektive Änderung der Temperatur T ; vertikaler Transport in z-Richtung
- v_3 : Vektor der Geschwindigkeit des Luftpaketes in x-, y- und z-Richtung
- ∇_3 : Drei-dimensionaler Nabla-Operator (vektorieller Differentialoperator); entspricht mathematisch einem Vektor mit den Komponenten $\partial/\partial x, \partial/\partial y$ und $\partial/\partial z$
- $\nabla_3 T$: Räumlicher Temperaturgradient

Die 2. Gleichung der Formel 8 berücksichtigt alle Ableitungen und enthält die lokale ($\partial T/\partial t$) und konvektive ($\partial T/\partial z$) Änderung der Temperatur T sowie ihre advektiven ($\partial T/\partial x, \partial T/\partial y$) Variationen.

2.1.3 Horizontale Bewegungsgleichung

Die horizontale Bewegungsgleichung beschreibt das horizontale Windfeld und besagt, dass die zeitliche Änderung der Geschwindigkeit eines Luftpaketes eine Funktion der Größen Corioliskraft F_{cH} , horizontale Druckgradientkraft F_{pH} , Schwerkraft (einschließlich Zentrifugalkraft) F_G^* und Reibungskraft F_R ist. Weil die horizontale Bewegungsgleichung mit dv/dt die horizontale Beschleunigung eines Luftquantums angibt, gehen die Kräfte als Kraft pro Masseneinheit, also als Beschleunigung, ein.

Horizontale Bewegungsgleichung (Form. 9)

Quelle: [16]

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + (v \cdot \nabla)v = \frac{F_{cH}}{m} + \frac{F_{pH}}{m} + \frac{F_G^*}{m} + \frac{F_R}{m}$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + (v \cdot \nabla)v = -2\Omega \times v - \frac{1}{\rho} \nabla p + g^* + a_R$$

dv/dt : horizontale Beschleunigung eines Luftpaketes
 v : Zwei-dimensionaler oder horizontaler Windvektor
 t : Zeit

- F_{cH} : Horizontale Komponente der Corioliskraft; $F_{cH}/m = a_{cH} = -2\bar{\Omega} \sin\phi \bar{e}_z \times \bar{v}$
- F_{pH} : Horizontale Druckgradientkraft; $F_{pH}/m = a_{pH} = -1/\rho \nabla p = 1/\rho (\partial p/\partial n) \bar{e}_n$; \bar{e}_n ist Einheitsvektor im natürlichen horizontalen Koordinatensystem, das aus s- und n-Richtung besteht; s mit Einheitsvektor \bar{e}_t tangential zur Stromlinie und positiv in Windrichtung; n mit Einheitsvektor \bar{e}_n senkrecht zu \bar{e}_t (senkrecht zu den Stromlinien) sowie positiv aus Windrichtung nach links; der Luftdruck wird zeitlich als konstant betrachtet
- F_G^* : Effektive Schwerkraft, d.h. Schwerkraft einschließlich Zentrifugalkraft
- F_R : Reibungskraft; $F_R/m = a_R = -\mu v$
- m : Masse
- ∇ : Zwei-dimensionaler Nabla-Operator (vektorieller Differentialoperator)
- Ω : Vektor der Erdrotation
- ϕ : Geographische Breite
- g^* : Vektor der effektiven Beschleunigung durch Schwerkraft und Zentrifugalkraft
- a_R : Vektor der Beschleunigung durch Reibungskraft; $a_R = -\mu v$
- ρ : Luftdichte
- ∇p : Horizontaler Druckgradient

Diese Bewegungsgleichung für Flüssigkeiten und Gase wird nach dem französischen Physiker C. L. Navier (1785 -1903) und dem englischen Mathematiker G. G. Stokes (1819 - 1903) auch Navier-Stokes-Gleichung genannt.

Handelt es sich dabei um eine reibungsfreie Strömung, so dass $F_R = 0$ ist, wird sie nach dem schweizer Mathematiker L. Euler (1707 - 1783) als "Eulersche Bewegungsgleichung" bezeichnet.

Für kleinräumige Bewegungen in der Größenordnung von hochreichender Konvektion kann die Corioliskraft vernachlässigt werden, so dass die Horizontalbewegung eines Luftpaketes nur noch von den Größen Druckgradientkraft F_{pH} , Schwerkraft (einschließlich Zentrifugalkraft) F_G^* und Reibungskraft F_R bestimmt wird.

2.1.4 Zyklotrophischer Wind

Betrachtet man das Gleichgewicht der Kräfte bei einer kleinräumigen horizontalen Rotation wie z.B. einer Meso-Zyklone, so ist die Corioliskraft sehr klein, so dass sie vernachlässigt werden kann. Horizontale Druckgradientkraft F_{pH} und Zentrifugalkraft F_z sind deshalb die bestimmenden Kräfte. Die daraus resultierende horizontale Gleichgewichtsströmung wird zyklotrophischer Wind genannt und erfolgt auf Kreisbahnen um ein Tiefdruckzentrum mit einer zyklonalen oder antizyklonalen Drehrichtung. Entscheidend für die Bewegungsrichtung ist der Anfangsimpuls, der die Rotation initiiert.

Zyklotrophischer Wind v_z : Horizontale, kreisförmige, zyklonale oder antizyklonale Luftströmung um ein kleinräumiges Tiefdruckzentrum. Bestimmend für die Drehrichtung ist der Anfangsimpuls, der die Rotation initiiert.

Gleichung des zyklotrophischen Windes v_z (Form. 10)

$$F_{pH} + F_z = 0$$

$$-\frac{1}{\rho} \nabla p = \frac{|v_z|^2}{R_t} \vec{e}_n \quad \text{bzw. nach Umformung}$$

$$v_z = \pm \sqrt{-\frac{R_t}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}}$$

- F_{pH} : Horizontale Druckgradientkraft;
- $F_{pH}/m = a_{pH} = -1/\rho \nabla p = -1/\rho (\partial p/\partial n) \vec{e}_n$;
- \vec{e}_n : Einheitsvektor natürlichen horizontalen Koordinatensystem (s. 2.1.3, Form. 9)
- F_z : Zentrifugalkraft; $F_z = v_z^2/R_t$
- R_t : Radius des Tiefs (Krümmungsradius der Stromlinie); $R_t > 0$ bei zyklonaler (in \vec{n} -Richtung) und $R_t < 0$ bei antizyklonaler Rotation (gegen \vec{n} -Richtung)
- ρ : Luftdichte
- ∇p : Horizontaler Druckgradient
- p : Luftdruck
- ∇ : Horizontaler Nabla-Operator
- $\partial p/\partial n$: Horizontaler Druckgradient im p-System (s. 2.2.2)

v_z : Rotationsgeschwindigkeit des zyklotrophischen Windes; Wurzel ist nur reell und ungleich Null bei " $R > 0$ und $\partial p/\partial n < 0$ " oder " $R < 0$ und $\partial p/\partial n > 0$ " und die Wurzel ergibt nur dann ein positives Vorzeichen.

Eine Erhöhung der Rotationsgeschwindigkeit v_z ist nach Form. 10 immer mit einer Abnahme des Luftdruckes p (∇p ist dem Ausdruck " $|v_z|^2/R_t$ " proportional) und umgekehrt verbunden. Nimmt also der horizontale Druckgradient $\partial p/\partial n$ zu, wächst die Rotationsgeschwindigkeit v_z . Dieser Vorgang heißt in der amerikanischen Literatur "Dynamic pipe effect DPE" und es wird vermutet, dass der DPE bei der Tornadobildung von wesentlicher Bedeutung sein könnte.

Dynamic pipe effect DPE : Im Zentrum eines kleinräumigen horizontalen Wirbels wächst die Rotationsgeschwindigkeit mit fallendem Luftdruck p .

2.2 Kontinuitätsgleichung

2.2.1 Allgemeines

Betrachtet man den horizontalen Massenstrom von Luft durch einen hypothetischen Würfel mit einer Kantenlänge von δx , δy , δz , dann gilt, dass der horizontale Nettofluss, d.h. die Differenz zwischen der durch seine Begrenzungsflächen in den gedachten Würfel ein- und der aus dem Volumenelement ausströmenden Luftmenge, genau so groß sein muss wie ihre zeitliche Anhäufung im virtuellen Quader.

Kontinuitätsgleichung (Form. 11)

[Quelle: 21]

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\nabla_3 \cdot (\rho \mathbf{v}_3)$$

ρ	:	Luftdichte
t	:	Zeit
$\partial T / \partial t$:	Lokale Änderung der Luftdichte ρ
∇_3	:	Drei-dimensionaler Nabla-Operator
\mathbf{v}_3	:	Drei-dimensionaler Windvektor
$\nabla_3 \cdot (\rho \mathbf{v}_3)$:	Divergenz des drei-dimensionalen Massenflusses; + \rightarrow Massendivergenz; - \rightarrow Massenkonzvergenz

Der rechte Ausdruck der Kontinuitätsgleichung stellt die Divergenz des drei-dimensionalen Massenflusses dar und wird mit positivem Vorzeichen als Massendivergenz und mit negativem Vorzeichen als Massenkonzvergenz bezeichnet.

3-dimensionale Massendivergenz : Vorzeichen positiv, Luftdichte ρ nimmt lokal ab

3-dimensionale Massenkonzvergenz : Vorzeichen negativ, Luftdichte ρ nimmt lokal zu

Der Term der Divergenz des drei-dimensionalen Massenflusses (skalares Produkt) lässt sich aufspalten, so dass sich als ersten Teil des rechten Terms die drei-dimensionale Dichteadvektion ergibt (s. Form 12). Wird Luft mit geringer Dichte herangeführt und ersetzt im Volumenkörper dichtere Luft, so muss die lokale Luftdichte ρ abnehmen und umgekehrt.

Divergenz des drei-dimensionalen Massenflusses (Form. 12)

[Quelle: 21]

$$-\nabla_3 \cdot (\rho \mathbf{v}_3) = -\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_3 \rho - \rho \nabla_3 \cdot \mathbf{v}_3$$

$-\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_3 \rho$:	Drei-dimensionale Advektion der Luftdichte ρ
$-\rho \nabla_3 \cdot \mathbf{v}_3$:	Drei-dimensionale Winddivergenz

Die Formel 12 enthält außerdem noch die drei-dimensionale Winddivergenz, welche die Volumenexpansion bzw. -kompression des virtuellen Würfels beschreibt und sich aus Horizontal- und Vertikaldivergenz zusammensetzt (s. Form. 13).

Divergenz des drei-dimensionalen Massenfluss (Form. 13)

$$\nabla_3 \cdot \mathbf{v}_3 = \underbrace{\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}}_{\text{Horizontaldivergenz}} + \underbrace{\frac{\partial w}{\partial z}}_{\text{Vertikaldivergenz}}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{v}$$

- ∇_3 : Drei-dimensionaler Nabla-Operator
- \mathbf{v}_3 : Drei-dimensionaler Windvektor
- u, v, w : Komponenten von \mathbf{v}_3 ; u in x-Richtung; v in y-Richtung; w in z-Richtung (vertikal)
- ∇ : Zwei-dimensionaler Nabla-Operator
- \mathbf{v} : Zwei-dimensionaler Windvektor

Die Horizontaldivergenz $\nabla \cdot \mathbf{v}$ gibt die Änderung des Querschnitts, die Vertikaldivergenz die Änderung der vertikalen Mächtigkeit des Volumenkörpers an. Bei Divergenz im drei-dimensionalen Windfeld muss die Luftdichte ρ lokal ab- und bei Konvergenz zunehmen.

2.2.2 Kontinuitätsgleichung im p-System

In der Meteorologie wird bei synoptischen Betrachtungen die Höhenströmung immer auf Flächen gleichen Luftdruckes p abgebildet. Weil die horizontalen Luftbewegungen deshalb auf isobaren Flächen ablaufen, transferiert man die Kontinuitätsgleichung in das sogenannte p -System (x -, y - und p -Achse). Der Einfachheit halber wird hierbei ein hydrostatisches Gleichgewicht angenommen, so dass die Luft als quasi inkompressibel anzusehen ist.

Kontinuitätsgleichung für das p -System (Form. 14)

$$\nabla_p \cdot \mathbf{v} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

nach Umformung und Auflösung nach ω :

$$\omega = \frac{\partial p}{\partial t} + \mathbf{v}^* \cdot \nabla p - g \rho w$$

- ∇_p : Horizontaler Nabla-Operator im p -System
- ω : Vertikalbewegung im p -System
- p : Luftdruck
- \mathbf{v}^* : Vektor der ageostrophischen Windkomponente
- ∇p : Horizontaler Druckgradient
- ρ : Luftdichte
- g : Erdbeschleunigung
- w : Vertikale Windkomponente

Betrachtet man die 2. Gleichung von Form. 14 näher, so setzt sich die totale zeitliche Druckänderung $\partial p / \partial t$ eines Luftpartikels bei Vertikalbewegungen aus drei Komponenten zusammen. Dazu gehören die lokale Druckänderung am festen Ort ($\partial p / \partial t$), die Druckänderung bei ageostrophischer Bewegung quer zu den Isobaren ($\mathbf{v}^* \cdot \nabla p$) und die bei Vertikalbewegung ($-g \rho w$). Weil die beiden ersten Terme der 2. Gleichung von Formel 14 für die nachfolgenden Betrachtungen klein sind, können sie für Vorgänge in der freien Atmosphäre vernachlässigt werden, so dass sich eine einfache Beziehung (Form. 15) ergibt, welche die Vertikalbewegungen in der freien Atmosphäre im p -System beschreibt.

Vertikalbewegung in der freien Atmosphäre im p-System (Form. 15)

$$\omega \approx -g \rho w$$

ω : Vertikalbewegung im p-System
 ρ : Luftdichte
 g : Erdbeschleunigung
 w : Vertikale Windkomponente

Ein negatives Vorzeichen für die Vertikalbewegung ω bedeutet ein Aufsteigen und ein positives ein Absinken der Luft in der freien Atmosphäre.

Hebung : negativer ω -Wert

Absinken : positiver ω -Wert

Setzt man die Vertikalbewegung ω aus Gleichung 15 in die ursprüngliche Formel der Kontinuitätsbeziehung ein (1. Gleichung Form. 14) und modifiziert diese danach ein wenig, dann ergibt sich die quasi-inkompressible Form der Kontinuitätsgleichung (Form. 16).

Quasi-inkompressible Form der Kontinuitätsgleichung (Form. 16)

$$\vec{\nabla}_p \cdot \vec{v} = -\frac{\partial w}{\partial z}$$

$\vec{\nabla}_p$: Horizontaler Nabla-Operator im p-System
 \vec{v} : Horizontaler Windvektor
 w : Vertikale Windkomponente
 z : Höhe

Gleichung 16 zeigt, dass auf einer Druckfläche oberhalb des Erdbodens Horizontaldivergenz mit Vertikalkonvergenz des gleichen Betrages und umgekehrt verknüpft sein muss.

Weil am Erdboden und im Tropopausenbereich die Vertikalbewegung ω gegen null geht, gilt diese Aussage nicht für diese Regionen.

Für die Entwicklung einer Superzelle sind diese Vorgänge sicherlich von großer Bedeutung. Betrachtet man z.B. den Aufwindstrom in einer Konvektionszelle, so führen vertikale Beschleunigungen der Luft zu vertikalen Massenkön- und -divergenzen im Updraft. Unterhalb des Maximums der Aufwindgeschwindigkeit z.B. wird vertikale Massendivergenz erzeugt, so dass sich nun im gleichen Druckniveau eine horizontale Massenkönvergenz einstellen muss und das Luftpaket damit horizontal schrumpft.

Weil sich dadurch die zyklonale Rotation des Updrafts (s. 2.3.3.2, Relative vertikale Vorticity, Divergenz-Term) erhöht, verstärkt sich die Meso-Zyklone (s. 2.1.4, zyklotropischer Wind).

2.3 Vorticitygleichung

2.3.1 Allgemeines

Vorticity, ein Begriff aus der Strömungslehre, beschreibt wie auch die Divergenz und die Bewegungsgleichungen den Zustand von dynamischen Flüssigkeiten oder Gasen, also auch von Luft. Vom lateinischen Wort "Vortex (Wirbel)" abgeleitet, bedeutet Vorticity so viel wie "Wirbelstärke" oder "Wirbelhaftigkeit" und der drei-dimensionale Vorticity-Vektor kennzeichnet damit die Rotation von Körpern in strömenden Flüssigkeiten und Gasen. Bezieht man dabei die Umdrehungen auf ein räumliches Koordinatensystem mit den drei Achsen x, y und z - horizontal x, y und vertikal z -, dann setzt sich der drei-dimensionale Vorticity-Vektor aus drei Komponenten zusammen.

Drei-dimensionaler Vorticity-Vektor (Form. 17)

Quelle: [16]

$$\omega \equiv \text{rot } v_3 = \nabla_3 \times v_3 = \left[\left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right), \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right), \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] = \begin{pmatrix} \xi \\ \varsigma \\ \zeta \end{pmatrix}$$

ω : Vektor der Rotationsbewegung

v_3 : Drei-dimensionaler Windvektor; $v_3 = (u, v, w)$

∇_3 : Drei-dimensionaler Nabla-Operator (vektorieller Differentialoperator) mit den Einheitsvektoren \bar{e}_x , \bar{e}_y , und \bar{e}_z die in Richtung x-, y- und z-Achse verlaufen und den Betrag 1 aufweisen.

$$\nabla_3 = \frac{\partial}{\partial x} \bar{e}_x + \frac{\partial}{\partial y} \bar{e}_y + \frac{\partial}{\partial z} \bar{e}_z$$

x, y, z : Achsen des Koordinatensystems; x zeigt nach Osten; y zeigt nach Norden; z zeigt vertikal nach oben

u, v, w : Windkomponenten; u in x-Richtung; v in y-Richtung; w in z-Richtung (vertikal)

∇ : Zwei-dimensionaler Nabla-Operator (vektorieller Differentialoperator)

v : Horizontaler Windvektor

ξ : Horizontale Vorticity skalare Komponente des drei-dimensionalen Vorticity-Vektors bei Rotation um die x-Achse; Vorticity-Vektor steht senkrecht auf der y/z-Ebene

$$\xi = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \bar{e}_x \cdot (\nabla \times v) \quad \text{mit } \nabla = \frac{\partial}{\partial y} \bar{e}_y + \frac{\partial}{\partial z} \bar{e}_z$$

ς : Horizontale Vorticity skalare Komponente des drei-dimensionalen Vorticity-Vektors bei Rotation um die y-Achse; Vorticity-Vektor steht senkrecht auf der z/x-Ebene

$$\varsigma = \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) = \bar{e}_y \cdot (\nabla \times v) \quad \text{mit } \nabla = \frac{\partial}{\partial z} \bar{e}_z + \frac{\partial}{\partial x} \bar{e}_x$$

ζ : Vertikale Vorticity (meteorologische Vorticity); skalare Komponente des drei-dimensionalen Vorticity-Vektors bei Rotation um die z-Achse; Vorticity-Vektor steht senkrecht auf der x/y-Ebene

$$\zeta = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \bar{e}_z \cdot (\nabla \times v) \quad \text{mit } \nabla = \frac{\partial}{\partial x} \bar{e}_x + \frac{\partial}{\partial y} \bar{e}_y$$

Die Rotation in der horizontalen x/y-Ebene um die vertikale Achse z wird dann als "vertikale Vorticity ζ " und die um eine der beiden horizontalen Achsen x oder y als "horizontale Vorticity ξ oder ς " bezeichnet.

Vertikale Vorticity ζ : Horizontale Rotation eines Körpers um seine vertikale z-Achse (meteorologische Vorticity); kleinste Komponente, weil vertikale Windänderungen normalerweise wesentlich größer sind als horizontale Variationen des Windes am Erdboden- oder auf einer Druckfläche.

Horizontale Vorticity ξ oder ς : Vertikale Rotation eines Körpers um seine horizontale x-oder y-Achse.

2.3.1.1 Richtung der Vorticity-Vektoren

Der Vektor der vertikalen Vorticity ζ steht parallel zur z-Höhenachse, der Vektor der horizontalen Vorticity um die x-Achse (ξ) zeigt in Ost- oder West- und der um die y-Achse (ς) in Nord- bzw. Südrichtung. Die Richtung des Vorticity-Vektors wird dabei durch den Rotationsinn bestimmt. Bei vertikaler Vorticity ζ - Rotation um die vertikale Achse - gilt dann: Hält man die Finger der rechten Hand in Rotationsrichtung, dann zeigt der rechte "Anhalterfahrer-Daumen" (Daumen senkrecht zu den Fingern) die Richtung des Vorticity-Vektors ζ an. In einem Tief deutet der Vorticity-Vektor ζ nach oben, in einem Hoch nach unten. Bei horizontaler Vorticity - Rotation um eine horizontale Achse - ist es ähnlich (s. Abb. 13). Bei in Strömungsrichtung ausgestrecktem rechten Arm werden die Finger der horizontalen Handfläche in Drehrichtung gekrümmt. Der in die Abbildung nach rechts hinein zeigende Daumen markiert dann die Richtung des horizontalen Vorticity-Vektors und die Vorticity ist positiv. Würde der Daumen nach links aus der Zeichnung heraus deuten, wäre die horizontale Vorticity negativ.

Richtung des Vorticity-Vektors bei horizontaler Vorticity ς (Abb. 13)

Quelle: [4]



Für den Richtungssinn der Einheitsvektoren \vec{e}_x , \vec{e}_y und \vec{e}_z in einem räumlichen Koordinatensystem mit den Achsen x , y und z wird meist ein Rechtsverlauf bevorzugt, so dass gilt:

Bei in Strömungsrichtung ausgestrecktem rechten Arm werden die Finger der horizontalen Handfläche in Drehrichtung gekrümmt. Der in die Abbildung nach rechts hinein bzw. nach Norden zeigende Daumen markiert dann die Richtung des horizontalen Vorticity-Vektors ς und die Vorticity ist positiv.

Würde der Daumen nach links aus der Zeichnung heraus deuten, wäre die horizontale Vorticity ς negativ.

Positive horizontale Vorticity : Rotation im Uhrzeigersinn

Negative horizontale Vorticity : Rotation gegen den Uhrzeigersinn

Die Richtungen der Wind- und Vorticity-Vektoren lassen sich in Abbildungen durch Strom- und Vortex-Linien festhalten. Stromlinien stellen dann Kurvenscharen dar, die zu einem bestimmten Zeitpunkt an jedem Ort tangential zum horizontalen Windvektor verlaufen. Bei Strömungsverhältnissen, die durch ein Gleichgewicht zwischen Druck- und Windfeld gekennzeichnet sind, entsprechen die Stromlinien im Bodendruckfeld den Isobaren und in der Höhe den Isohypsen. Vortex-Linien dagegen zeigen in Richtung der Vorticity-Vektoren und sind als ihre Tangenten aufzufassen.

Stromlinien : Linien (Isobaren, Isohypsen), deren Tangenten zu einem definierten Zeitpunkt an jedem Ort des horizontalen Strömungsfeldes die Richtung des Windes angeben oder Momentanaufnahme seines Richtungs- und Geschwindigkeitsfeldes.

Trajektorien : Linien, welche die Richtung der drei-dimensionalen Windvektoren vorgeben oder der tatsächliche Weg eines Luftteilchens in Zeit und Raum.

Vortex-Linien : Linien, welche die Richtungen der Vorticity-Vektoren markieren.

2.3.1.2 Horizontale Vorticity

Die beiden horizontalen Vorticity-Vektoren werden von der vertikalen Windscherung des Horizontalwindes bestimmt. Wird ein hydrostatisches Gleichgewicht vorausgesetzt, verläuft der horizontale Vorticity-Vektor nahezu rechtwinklig zum Vektor der vertikalen Windscherung. Allerdings ist die Beziehung zwischen dem Vektor des Horizontalwindes einer gegebenen Ober- oder Druckfläche und dem Vektor der horizontalen Vorticity nicht immer unmittelbar ersichtlich.

Bei parallelem Verlauf und gleicher Richtung der horizontalen Vorticity und Horizontalwind-Vektoren wird die horizontale Vorticity als "streamwise Vorticity" und bei unterschiedlicher Richtung als "antistreamwise Vorticity" bezeichnet. Verlaufen beide Vektoren senkrecht zueinander, handelt es sich um "crosswise Vorticity".

Streamwise Vorticity : Vektoren der horizontalen Vorticity und des Horizontalwindes verlaufen in gleicher Richtung und parallel.

Antistreamwise Vorticity : Vektoren der horizontalen Vorticity und des Horizontalwindes verlaufen in gegensätzlicher Richtung und parallel.

Crosswise Vorticity : Vektoren der horizontalen Vorticity und des Horizontalwindes verlaufen senkrecht zu einander.

2.3.1.3 Vertikale Vorticity

In der Meteorologie wird als Vorticity immer die skalare Komponente des drei-dimensionalen Vorticity-Vektors, die vertikale Vorticity bezeichnet. Hier rotieren die Wirbel um ihre senkrechte z-Achse und die Luft bewegt sich horizontal. Sichtbar wird dieser Zustand in den synoptischen Höhenwetterkarten, die mit ihren Tief- und Hochdruckgebieten horizontale Strömungsfelder zeigen, die häufig aus vielfach gebogenen Isohypsen in wechselnden Abständen bestehen. Weil sich die Luftquanten deshalb oft auf Kurvenbahnen bewegen und/oder Regionen mit horizontalen Windscherungen durchlaufen, erhalten sie vertikale Krümmungs- und/oder Scherungsvorticity.

Krümmungs-vorticity : Eigenschaft eines Stromfeldes, das gebogene Stromlinien, also Tiefs, Hochs, Tröge und Rücken (Keile) aufweist. Sie ist positiv bei zyklonaler und negativ bei antizyklonaler Krümmung.

Scherungs vorticity : Eigenschaft eines Stromfeldes, das horizontale Windscherungen zeigt. Sie ist positiv bei zyklonaler und negativ bei antizyklonaler Rotation.

Da sich die Erde zyklonal von West nach Ost dreht, erwerben alle Körper auf ihr, also auch die Luftquanten, zyklonale Rotation. Diese Vorticity heißt "Erdvorticity". Am Äquator ist dieser Effekt gleich null und er erreicht an den Polen sein Maximum.

Erdvorticity : Planetarische Vorticity, verursacht durch Erdrotation. Am Äquator ist sie null und an den Polen doppelt so groß wie die Winkelgeschwindigkeit ω der Erde.

Die Summe aus Scherungs- und Krümmungsvorticity wird auch als relative Vorticity bezeichnet, weil sie die Rotation von Körpern beschreibt, die sich relativ zur Erde bewegen. Die absolute vertikale Vorticity ergibt sich dann als Summe von relativer vertikaler Vorticity ζ und Erdvorticity.

Relative Vor-ticity ζ : Summe von Scherungs- und/oder Krümmungsvorticity; Rotation um eine vertikale Achse relativ zur Erde

Absolute Vor-ticity η : Summe aus relativer Vorticity und Erdvorticity; η bezieht sich auf ein fixsternorientiertes absolutes Koordinatensystem

$$\eta = \zeta + f \text{ [s}^{-1}\text{]}$$

- η : Absolute Vorticity
- f : Coriolisparameter; $f = 2 \Omega \sin \varphi$; Ω Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation; $\Omega = 2 \pi / T$
- T Periodendauer, φ geographische Breite

2.3.2 Isentrope potentielle Vorticity IPV

Bei adiabatisch ablaufenden Prozessen bewegen sich die Luftpartikel auf Isentropenflächen, d.h. auf Flächen gleichen Entropie, die sie nicht verlassen können. Ein trockenadiabatischer Prozess stellt damit einen isentropen Vorgang dar, bei dem die potentielle Temperatur Θ konstant bleibt. Weil damit keine Bewegungskomponente senkrecht zu den Isentropenflächen existiert, vereinfacht sich die Vorticitygleichung im System der potentiellen Temperatur Θ mit den Achsen x , y , und Θ . Der Term, der aus Erdbeschleunigung g , absoluter vertikaler Vorticity η_Θ und Luftdruck ∂p besteht und sich aus der Umformung der 1. Gleichung der Formel 18 ergibt, wird als isentrope potentielle Vorticity IPV bezeichnet.

Isentrope potentielle vertikale Vorticity IPV im Theta-System (Form. 18)

Quelle: [21]

$$\frac{d\eta_\Theta}{dt} = \frac{\partial \zeta_\Theta}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla_\Theta \eta_\Theta = \eta_\Theta \nabla_\Theta \cdot \mathbf{v}$$

Nach Umformung gilt dann :

$$g \underbrace{\frac{\eta_\Theta}{\partial p}}_{IPV} = const. \quad \text{bzw.} \quad -g \eta_\Theta \frac{\partial \Theta}{\partial p} = const.$$

- η_Θ : Absolute vertikale Vorticity im Theta-System (System der potentiellen Temperatur mit den Achsen x , y und Θ)
- ζ_Θ : Relative vertikale Vorticity im Theta-System
- t : Zeit
- \mathbf{v} : horizontaler Windvektor
- ∇_Θ : Nabla-Operator im Theta-System
- g : Erdbeschleunigung
- p : Luftdruck
- Θ : Potentielle Temperatur

Betrachtet man adiabatische Strömungsverhältnisse, dann stellt die IPV eine konservative Größe dar und verändert sich nicht. Daraus folgt, dass eine Zunahme der Vorticity eine Vergrößerung der Schichtdicke zwischen den Isentropenflächen und umgekehrt bewirkt (s. Form 18). Weil dieser Vorgang auch die thermische Schichtung verändert, wird bei einer Zunahme der Vorticity durch den Effekt des vertikalen Streckens die Schichtung labilisiert und bei einer Abnahme durch vertikale Schrumpfung stabilisiert.

Auf der anderen Seite gilt jedoch auch, dass Luftpakete, die in ein Gebiet mit größerer Schichtdicke (z.B. in Warmluft) gelangen, durch isentrope Konvergenz zyklonale vertikale Vorticity erwerben. Umgekehrt erhalten Luftquanten durch isentrope Divergenz antizyklonale vertikale Vorticity, wenn sie in einen Bereich mit geringerer Schichtdicke vordringen.

Bezogen auf eine klassische Superzelle bedeutet dieser Aspekt, dass Luftquanten, die mit Hilfe der Meso-Zyklone in ihren mittleren Höhen aus dem kälteren Vorderseiten-Downdraft FFD (s. Abb. 10 a)) in den wärmeren Updraft oder sogar in einen warmen Rückseiten-Downdraft RFD befördert werden, zyklonale Rotation erhalten.

2.3.3 Lokale zeitliche Änderung der relativen vertikalen Vorticity ζ

Superzellen und Tornados sind mit den höchsten in der Atmosphäre auftretenden vertikalen Vorticity-Werten verbunden. Weil die Erzeugung von vertikaler Vorticity in und unterhalb einer Superzelle ihren Antriebsmechanismus darstellt, wird nun die zeitliche Änderung der relativen vertikalen Vorticity aus der horizontalen Bewegungsgleichung (Form. 9) der Luft abgeleitet. Wendet man auf diese Gleichung die Operation " $\vec{e}_z \cdot \nabla \times$ " an, dann erhält man die Beziehung der relativen vertikalen Vorticity (Form. 19).

Relative vertikale Vorticity, abgeleitet aus der Bewegungsgleichung (Form. 19)

$$\vec{e}_z \cdot \nabla \times \frac{d\mathbf{v}}{dt} = \vec{e}_z \cdot \nabla \times \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \mathbf{v} \right) = \vec{e}_z \cdot \nabla \times \left(-2 \Omega \times \mathbf{v} - \frac{1}{\rho} \nabla p + g^* + \mathbf{a}_R \right) \quad \text{Quelle: [16]}$$

Durch Umformung und Ersetzen einiger Größen der Gleichung 19 ergibt sich die lokale zeitliche Änderung der relativen vertikalen Vorticity (s. Form. 20).

Lokale zeitliche Änderung der relativen vertikalen Vorticity (Form. 20)

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \underbrace{-\mathbf{v} \cdot \nabla \zeta - v\beta}_{\text{Advektions-Term}} - \underbrace{(\zeta + f)(\nabla \cdot \mathbf{v})}_{\text{Divergenz-Term}} - \underbrace{\vec{e}_z \cdot \left(\nabla \omega \times \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right)}_{\text{Dreh-Term}} + \underbrace{\vec{e}_z \cdot (\nabla p \times \nabla \alpha)}_{\text{Solenoid-Term}} + \underbrace{\vec{e}_z \cdot \nabla \times \mathbf{a}_R}_{\text{Reibungs-Term}} \quad \text{Quelle: [16]}$$

Advektions-Term Divergenz-Term Dreh-Term Solenoid-Term Reibungs-Term

- $\partial \zeta / \partial t$: Zeitliche Änderung t der relativen vertikalen Vorticity ζ an einem festen Ort
- β : Rossby-Parameter, Breitenvariation des Coriolisparameters; $\beta = \partial f / \partial y$ [$10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$], (y-Achse nach Norden gerichtet)
- \mathbf{v} : Zwei-dimensionaler oder horizontaler Windvektor
- ∇ : Zwei-dimensionaler Nabla-Operator (vektorieller Differentialoperator)
- f : Coriolisparameter; $f = 2 \Omega \sin \varphi$; Ω \leftrightarrow Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation; $\Omega = 2 \pi / T$; T \leftrightarrow Periodendauer; φ \leftrightarrow geographische Breite
- $\zeta + f$: Absolute Vorticity η
- \vec{e}_z : Vertikaler Einheitsvektor in Richtung z-Achse
- ω : Vertikalgeschwindigkeit
- z : Höhe
- ∇p : Horizontaler Druckgradient
- $\nabla \alpha$: Gradient des spezifischen Volumens α ; $\alpha = \rho^{-1}$; ρ \leftrightarrow Luftdichte
- \mathbf{a}_R : Vektor der Beschleunigung durch Reibungskraft

Um die Gleichung der lokalen zeitliche Änderung der relativen vertikalen Vorticity zu interpretieren und den Einfluss ihren Größen auf die Entwicklung einer Superzelle abschätzen zu können, werden die Terme der Gleichung 19 einzeln diskutiert.

a) Advektions-Term: $-\mathbf{v} \cdot \nabla \zeta - v\beta$

Der Advektions-Term, der von großer Bedeutung für die Synoptische Meteorologie ist, beschreibt die Advektion von relativer vertikaler Vorticity und die von Erdvorticity.

In der meteorologischen Größenordnung der konvektiven oder Meso- γ -Skala ist der Advektions-Term vernachlässigbar klein und spielt deshalb für die Initialphase der Superzelle (Prestorm environment) keine Rolle. Zu einem späteren Zeitpunkt könnte er aber von Bedeutung sein.

b) Divergenz-Term (Stretching term): $-(\zeta + f)(\nabla \cdot v) = -\zeta \nabla \cdot v - f \nabla \cdot v$

Der Divergenz-Term sorgt für ein Anwachsen von vertikaler Vorticity innerhalb der Superzelle. Besitzt ein Luftpaket bereits relative vertikale Wirbelgröße, dann bedeutet horizontale Konvergenz eine Zunahme und horizontale Divergenz eine Abnahme der vertikalen Vorticity. Der Grund dafür ist, dass das Luftquantum bei einer horizontalen Konvergenz im Strömungsfeld schrumpft, damit seinen Querschnitt verringert und bei einer horizontalen Divergenz gestreckt wird und seinen Querschnitt vergrößert.

Diese Vorgänge entsprechen dem Erhaltungssatz des Drehimpulses, der besagt, dass bei einer Verkleinerung der Querschnittsfläche eines Rotationskörpers sich die Drehbewegung verstärkt und umgekehrt. Weil außerdem eine Vorticity-Zunahme mit einer Vergrößerung der Schichtdicke von Isentropen-Flächen (s. 2.3.2, isentrope potentielle Vorticity) und eine Abnahme mit ihrer Verringerung verbunden ist, wird bei vertikaler Dehnung die thermische Schichtung labilisiert und beim vertikalen Schrumpfen stabilisiert. Daraus folgt, dass sich der Aufwindstrom einer Superzelle bei vertikaler Massendivergenz verstärken muss.

Der rechte Teil des Divergenz-Terms ($-f \nabla \cdot v$) stellt die Erdvorticity dar und beschreibt die Vorticity-Produktion durch die Corioliskraft. Die Rechtsablenkung durch die Corioliskraft bewirkt bei Konvergenz eine zyklonale und bei Divergenz eine antizyklonale Rotation. Dieser Term ist hier ohne Belang, weil der Einfluss der Corioliskraft auf eine Superzelle aufgrund ihrer zu geringen horizontalen Ausdehnung vernachlässigbar ist.

c) Dreh-Term (Tilting term oder Twisting term): $-\vec{e}_z \cdot \left(\nabla \omega \times \frac{\partial v}{\partial z} \right)$

Der Drehterm kennzeichnet die Umwandlung von horizontaler Vorticity (Wirbelgröße um die horizontale Achse) in vertikale Vorticity durch horizontale Gradienten der Vertikalgeschwindigkeit ω . Hat sich also ein Updraft gebildet, kann durch Änderungen der Aufwindgeschwindigkeit ein Luftpaket, das horizontale Vorticity aufweist und in den Aufwindstrom gerät, gekippt werden, so dass es nun um seine vertikale Achse rotiert und damit vertikale Vorticity besitzt. Dieser Term ist von großer Bedeutung bei der Entwicklung von Superzellen und Tornados.

d) Solenoid-Term (Auftriebs- oder Buoyancy-Term): $\vec{e}_z \cdot (\nabla p \times \nabla \alpha)$

Betrachtet man Flächen gleichen Luftdruckes p , so ergeben sich dort Temperaturunterschiede, wenn sie von isothermen Flächen oder von Flächen gleichen spezifischen Volumens α ($\alpha = \rho^{-1}$), den Isosteren, durchdrungen werden.

Bei diesem als baroklin bezeichneten Zustand entstehen drei-dimensionale Muster in Form von vierkantigen Röhren, die Solenoiden. Je größer die Baroklinität, desto beträchtlicher sind auch die Dichte-, spezifische Volumen- oder Temperaturunterschiede auf einer Druckfläche und desto höher ist die Anzahl der Solenoide.

Der Solenoid-Term hat eine Zirkulationsbeschleunigung zur Folge, die bei größerem Druck von niedrigeren zu höheren Temperaturwerten und bei kleinerem Druck von der wärmeren zur kälteren Seite gerichtet ist. Ein Beispiel dafür ist der Seewind. In Bodennähe - bei höherem Luftdruck - weht im Sommer bei ungehinderter Einstrahlung nachmittags ein Wind vom kühleren Meer zum wärmeren Land und in der Höhe - tieferer Druck - eine genau umgekehrte Strömung. Als Konsequenz dieser Solenoidal-Beschleunigung muss die warme Luft aufströmen und die kalte Luft absinken, so dass eine geschlossene Zirkulation entsteht, bei der die wärmere Luft gehoben und in der Höhe gegen die kältere geführt wird, während diese absinkt und in einem tieferen Niveau gegen die wärmere vordringt. Weil durch diese sogenannte thermisch direkte Zirkulation dichtere Luft abgesenkt und weniger dichte gehoben wird, verlagert sich der Schwerpunkt dieses gesamten meteorologischen Systems abwärts. Die hiermit stattfindende Umwandlung von potentieller in kinetische Energie bildet die Haupt-Energiequelle von klein- und großräumigen troposphärischen Bewegungsformen. Dazu gehören z.B. Multi- und Superzellen als auch synoptische Zyklonen und Antizyklonen.

Thermisch direkte Zirkulation : Warme Luft steigt auf und wird in der Höhe gegen die kältere geführt, während diese absinkt und in einem tieferen Niveau gegen die wärmere vordringt.

Der Solenoid-Term produziert damit vertikale Vorticity, die auch als "barokline Vorticity" bezeichnet wird. Deren Betrag ist allerdings bei kleinskaligen Systemen wie der Superzelle nicht all zu groß (s. auch 2.4.2.1, Forward-flank downdraft).

Barokline Vorticity : Anteil der Vorticity, den der Solenoid-Term erzeugt.

Barotrope Vorticity : Anteil der Vorticity, der durch den Divergenz-, Dreh-, Advektions- oder Reibungs-Term zustande kommt.

e) **Reibungs-Term:** $\vec{e}_z \cdot \nabla \times \mathbf{a}_R$

Reibung erzeugt wie Baroklinie vertikale Vorticity. Allerdings ist diese Größe vor allem in höheren Schichten der Troposphäre sehr klein und entfällt deshalb besonders bei konvektiven Vorgängen oberhalb der planetarischen Grenzschicht.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Entwicklung einer Superzelle von Advektions-, Divergenz-, Dreh- und Solenoid-Term geprägt wird. Advektions-, Divergenz- und Dreh-Terme bewirken jedoch nur, dass bereits existierende Vorticity herangeführt, sich verstärkt oder umgewandelt wird, während der Solenoid-Term dagegen tatsächlich barokline Vorticity erzeugt.

2.3.4 Relative vertikale Vorticity einer Superzelle

Wie bereits angesprochen, zeigt der Advektions-Term in der Initialphase einer Superzelle nur sehr kleine Wirbelgrößen-Werte und auch der Solenoid-Term produziert hier ebenfalls nur geringe vertikale Vorticity, so dass beide Terme unberücksichtigt bleiben können.

Weil auch der Reibungs-Term in höheren Schichten nur sehr klein ist und deshalb vernachlässigt werden kann, ergibt sich eine vereinfachte Gleichung der vertikalen Vorticity, die nur den Divergenz- (Stretching term) und Dreh-Term (Tilting term, Twisting term) beinhaltet. Diese Gleichung beschreibt damit Prozesse, die im konvektiven Größenordnungsbereich oder in der Meso- γ -Skala ablaufen und die Rotation des Updrafts (Meso-Zyklone) einer Superzelle bestimmen (s. Form. 21).

Relative vertikale Vorticity und Superzelle (Form. 21)

Quelle: [16]

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \underbrace{\bar{e}_z \cdot \left(\nabla \omega \times \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right)}_{\text{Dreh-Term}} - \underbrace{(\zeta + f) (\nabla \cdot \mathbf{v})}_{\text{Divergenz-Term}}$$

\bar{e}_z : Vertikaler Einheitsvektor in Richtung z-Achse
 ω : Vertikalgeschwindigkeit
 \mathbf{v} : Zwei-dimensionaler oder horizontaler Windvektor
 z : Höhe

- $\partial \zeta / \partial t$: Zeitliche Änderung der relativen vertikalen Vorticity an einem festen Ort
- f : Coriolisparameter; $f = 2 \Omega \sin \varphi$; Ω \approx Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation; $\Omega = 2 \pi / T$; T \approx Periodendauer; φ \approx geographische Breite
- $\zeta + f$: Absolute Vorticity η
- ∇ : Zwei-dimensionaler Nabla-Operator (vektorieller Differentialoperator)

Dreh- (Tilting term) und Divergenz-Term (Stretching term) sind die beiden Größen der vertikalen Vorticitygleichung, die eine Erklärung für die Bildung der Meso-Zyklone einer Superzelle - ihres für 15 Minuten oder mehr in mittleren Höhen rotierenden Aufwindstromes - liefern und warum dieser sich verstärkt. Der Dreh-Term wandelt horizontale in vertikale Vorticity um und der Divergenz-Term sorgt anschließend für ein Anwachsen der anfangs noch schwachen relativen vertikalen Vorticity innerhalb der entstehenden Superzelle.

Durch vertikale Massendivergenz im Updraft und der daraus resultierenden horizontalen Massenkongruenz (s.2.3.3 b)) verringert sich der Querschnitt eines Luftpaketes im Aufwindstrom, so dass seine Rotation zunimmt.

Vertikale Massendivergenz bewirkt zusätzlich noch eine Streckung der Luftsäule, so dass die thermische Schichtung im Aufwindbereich weiter labilisiert wird (s. 2.3.2) und die Aufwindgeschwindigkeit wächst. Dieser Vorgang ist rückkoppelnd.

2.3.5 Horizontale Vorticity eines Luftpaketes im Superzellen-Umfeld

Damit der Divergenz-Term der relativen vertikalen Vorticity wirksam werden kann, muss ausreichend vertikale Vorticity vorhanden sein. Dieser Fall tritt in der Initialphase von Superzellen jedoch nicht auf. Die durch synoptische Phänomene erzeugte relative vertikale Vorticity, die hier präsent sein könnte, ist einfach zu gering - ihre Größenordnung liegt etwa bei 10^{-5} s^{-1} -, um durch den Divergenz-Term auf Werte anzuwachsen, die in Superzellen beobachtet wurden. In diesem Entwicklungsstadium existieren auch keine Böenfronten, die über starke vertikale Scherungsvorticity verfügen.

Superzellen bilden sich aber häufig bei kräftigen vertikalen Windscherungen. Solche Wetterlagen sind durch eine deutliche Geschwindigkeitszunahme des Windes bis in eine Höhe von 6 km und oft auch durch seine markante Rechtsdrehung vom Erdboden bis 3 km gekennzeichnet. Deshalb besitzen Luftpakete, die in Bodennähe in das sich entwickelnde Unwetter einbezogen werden, immer horizontale Scherungsvorticity. Diese Größe spielt daher eine entscheidende Rolle für die Bildung der klassischen Superzelle.

Die Gleichungen der Komponenten der absoluten horizontalen Vorticity in x- und y-Richtung (Form. 22) zeigen nur die für die Initialphase der Meso-Zyklone aussagekräftigen Glieder, nämlich die Solenoid-, Divergenz- und Reibungs-Terme. Die Dreh-Teile, welche die Entstehung von horizontaler Vorticity durch das Kippen von vertikaler Vorticity bzw. das Drehen in die horizontale Ebene erfassen, sowie die Erdvorticity-Parameter sind anfangs zu gering und werden vernachlässigt. Die hier nicht aufgeführten Dreh-Terme könnten allerdings später bei der Entstehung des FFD (s. 2.4.2.1) von Bedeutung sein. Weil sich auch die horizontale Krümmungsvorticity in der Meso- γ -Skala meist als sehr klein erweist, liefert die Scherungsvorticity praktisch den gesamten Beitrag an horizontaler Vorticity.

Komponenten der absoluten horizontalen Vorticity eines Luftpaketes (Form. 22)

$$\frac{d\xi}{dt} = \underbrace{-\vec{e}_x \cdot (\nabla p \times \nabla \alpha)}_{\text{Solenoid-Terme}} - \underbrace{\xi \left(\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right)}_{\text{Divergenz-Terme}} - \underbrace{\frac{\partial F_{Ry}}{\partial z}}_{\text{Reibungs-Terme}}$$

$$\frac{d\zeta}{dt} = \underbrace{-\vec{e}_y \cdot (\nabla p \times \nabla \alpha)}_{\text{Solenoid-Terme}} - \underbrace{\eta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right)}_{\text{Divergenz-Terme}} - \underbrace{\frac{\partial F_{Rx}}{\partial z}}_{\text{Reibungs-Terme}}$$

Quelle: [16]

$d\xi/dt$: Totale Änderung der absoluten horizontalen Vorticity ξ in x-Richtung
 $d\zeta/dt$: Totale Änderung der absoluten horizontalen Vorticity ζ in y-Richtung
 \vec{e}_x, \vec{e}_y : Einheitsvektoren
 u, v, w : Komponenten des Windvektors \vec{v}
 ∇ : Zwei-dimensionalen Nabla-Operator

- F_{Ry} : Reibungskraft in y-Richtung
- F_{Rx} : Reibungskraft in x-Richtung
- ∇p : Horizontaler Druckgradient
- $\nabla \alpha$: Gradient des spezifischen Volumens α ; $\alpha = \rho^{-1}$; ρ Luftdichte

a) Solenoid-Terme

Bei Baroklinität (s. auch Solenoid-Term, vertikale Vorticity in 2.3.3 d)) oder horizontalen Temperaturgradienten initiiert der Solenoid-Term eine vertikale Zirkulationsbeschleunigung, die wärmere Luft zum tieferen und kältere Luft zum höheren Druck befördert. Die durch diese thermisch direkte Zirkulation produzierte horizontale Vorticity, die wärmere Luft hebt und kältere absinken lässt, verstärkt den Aufwindstrom. Der Solenoid-Term wird deshalb auch als Auftriebs-Term (Buoyancy term) bezeichnet und die durch diesen Term verursachte Vorticity als barokline Vorticity.

Barokline Vorticity : Anteil der Vorticity, den die Solenoid-Terme erzeugen.

Barotrope Vorticity : Anteil der Vorticity, der durch die Divergenz- oder Reibungs-Terme zustande kommt.

b) Divergenz-Terme (Stretching terms)

Der Divergenz-Term oder Stretching term sorgt dafür, dass sich bereits vorhandene horizontale Vorticity intensiviert.

c) Reibungs-Terme

Befindet sich die Luft in Bewegung, ist Reibung in der planetarischen Grenzschicht immer vorhanden. Besonders bei höheren Windgeschwindigkeiten in Bodennähe wird deshalb in den unteren Schichten der Troposphäre immer reibungsbedingte horizontale Scherungsvorticity erzeugt.

Als Fazit dieser Betrachtungen lässt sich sagen, dass Wetterlagen, die durch starke vertikale Windscherungen und hohe Labilität gekennzeichnet sind, gute Entwicklungsmöglichkeiten für klassische Superzellen bieten. Horizontale Scherungsvorticity, die aufgrund der vertikalen Windscherung vorhanden ist, wird durch den Divergenz-Term der horizontalen Vorticity-Gleichung verstärkt. Unter bestimmten Voraussetzungen wandelt dann der Dreh-Term der vertikalen Wirbelgrößen-Gleichung die horizontale in vertikale Vorticity um, so dass sich in mittleren Höhen der Superzelle eine Meso-Zyklone ausprägen kann.

Die Produktion und Intensivierung von zyklonaler Rotation im bodennahen Bereich einer Superzelle und damit auch die Bildung von Tornados sind allerdings noch weitgehend unverstanden. Es scheint aber so, dass hier der Solenoid-Term eine wesentliche Rolle spielt.

Die neuesten Erkenntnisse und Theorien dieser Vielzahl von dynamischen Vorgängen, die in einer Superzelle ablaufen können, werden in 2.4 näher vorgestellt.

2.4 Dynamik der klassischen Superzelle

Wechselwirkungen zwischen dem Aufwindstrom einer entstehenden Konvektionszelle und der vertikalen Windscherung ihres unmittelbaren Umfeldes lösen dynamische Prozesse aus, welche ihren weiteren Werdegang bezüglich Struktur, Stärke, Langlebigkeit, und Verlagerung dominieren. Einen groben Hinweis für die Bildung von Superzellen stellt der Scherungswert 40 kn oder 20 m s^{-1} in der Luftschicht von 0 bis 6 km Höhe dar. Wird dieser Schwellenwert erreicht oder überschritten, treten mit hoher Wahrscheinlichkeit Superzellen auf. Ist das nicht der Fall, können sich allerdings bei bestimmten CAPE- und Scherungswerten immer noch Superzellen entwickeln.

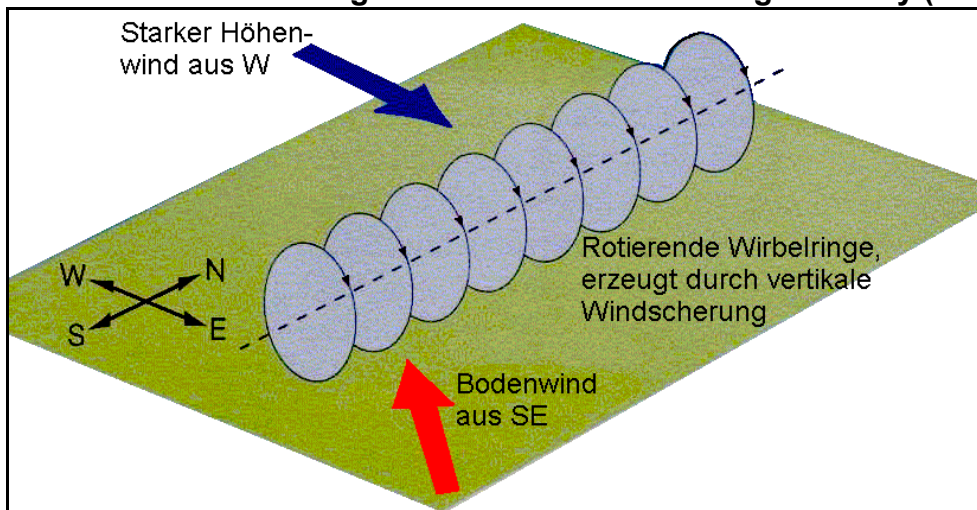
2.4.1 Entstehung von vertikaler Vorticity in der Initialphase

2.4.1.1 Entwicklungsumfeld mit starken vertikalen Windscherungen

Starke vertikale Windscherungen in 0 bis 6 km Höhe, die durch eine lange Hodograph-Linie (s. 1.3.2, Abb. 12) gekennzeichnet werden, sind der entscheidende Entwicklungsfaktor für einen rotierenden Aufwindstrom. Dieses Phänomen tritt dann auf, wenn im Strömungsumfeld der Konvektionszelle Luftpakete existieren, die sich aufgrund der vertikalen Windscherung um eine ihrer horizontalen Achsen drehen und damit horizontale Scherungsvorticity besitzen (s. Abb. 14 und 2.3.5).

Vertikale Windscherung und horizontale Scherungsvorticity (Abb. 14)

Quelle:[17]

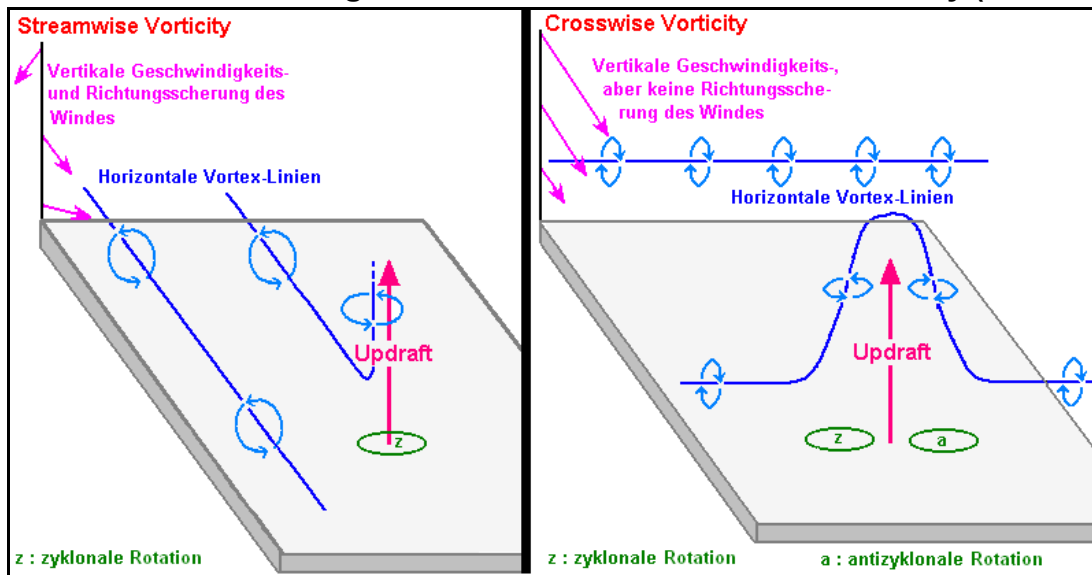


Bei ausreichend starker Labilität ist die kräftige vertikale Windscherung der entscheidende Entwicklungsfaktor für einen rotierenden Aufwindstrom.

Dieses Phänomen tritt dann auf, wenn sich Luftpakete aufgrund der vertikalen Windscherung um eine ihrer horizontalen Achsen drehen. Sie besitzen dann horizontale Scherungsvorticity.

Der die Konvektion auslösende Hebungsprozess bewirkt dann, dass die sich im Umfeld der sich entwickelnden Gewitterzelle befindenden rotierenden Luftquanten in ihren Einzugsbereich gelangen. Von entscheidender Bedeutung für den weiteren Werdegang der Superzelle ist nun die Ausrichtung der Drehachse der vertikal wirbelnden Luftpakete. Verläuft sie parallel und in gleicher Richtung zur der in die Konvektionszelle einströmenden Luft, dann verfügen die rotierenden Luftpakete über "Streamwise Vorticity" (s. 2.3.1.2). Der Dreh-Term ist dann in der Lage, diese horizontale Wirbelgröße genau im Zentrum des Aufwindgebietes zu kippen und damit in vertikale Vorticity umzuwandeln, die sich im Updraft weiter verstärken kann. Das skalare Produkt aus dem Vektor der streamwise Vorticity und dem Verlagerungsvektor der Superzelle heißt übrigens "Helicity" (s. 3.1.1.4).

Vertikale Windscherung und Stream- sowie Crosswise Vorticity (Abb. 15)



Quelle:[26]

Streamwise Vorticity

Wenn Luftpakete horizontale Scherungsvorticity besitzen und ihr Rotationsvektor in gleicher Richtung und parallel zur Einströmrichtung der Luft in die Konvektionszelle verläuft, dann wandelt der Dreh-Term diese horizontale Wirbelgröße genau im Zentrum des Aufwindgebietes in vertikale Vorticity um, so dass sich eine klassische Superzelle bilden kann. Eine weitere, für die Prognose wichtige Größe ist die "Helicity" (s. 3.1.1.4), die sich als skalares Produkt der Vektoren der Superzellen-Verlagerung und der Streamwise Vorticity ergibt.

Crosswise Vorticity

Zeigt die vertikale Windscherung keine Richtungsänderung mit der Höhe, bilden sich rotierende Luftpakete aus, deren horizontaler Vorticity-Vektoren senkrecht zur Einströmrichtung der Luftpakete in die Konvektionszelle stehen. Die aus der horizontalen durch den Dreh-Term entstehende vertikale Vorticity wird dann an den beiden Flanken des Aufwindgebietes konzentriert. Damit wird die Bildung von sogenannten "Splitting Supercells (Splitting storms)" gefördert (s. 2.4.3.4).

Während die Luftpakete in der bodennahen Luftschicht mit "Streamwise Vorticity" horizontal in Richtung des Aufwindstromes der entstehenden Konvektionszelle hin beschleunigt werden, beginnen die Divergenz-Terme (Stretching terms, s. 2.3.5) zu wirken, so dass sich die horizontale Vorticity weiter intensiviert.

Nachdem die um eine horizontale Achse rotierenden Luftpakete in den Einzugsbereich des Updrafts befördert wurden, der bei hoher Labilität - eine der Bildungsvoraussetzungen von Superzellen - sehr intensiv ausgeprägt ist, beginnt die Umwandlung in vertikale Vorticity. Erweist sich der Updraft nicht nur als stark, sondern auch noch als langlebig, wird die Rotationsachse der Luftpakete mit Streamwise Vorticity zuerst in die Vertikale gekippt (Dreh-Term der vertikalen Vorticity, s. 2.3.3 c)). Dieser Vorgang wandelt horizontale in vertikale Vorticity um, so dass die Luftquanten nun im bodennahen Aufwindbereich schwache vertikale Vorticity besitzen, die vorher nicht vorhanden war. Im kräftigen Updraft werden die Luftpakete jetzt beschleunigt nach oben gerissen und dabei vertikal stark gestreckt. Weil mit dieser Vertikaldivergenz auf einer Druckfläche nach der Kontinuitätsgleichung (s. 2.2.2) immer eine Horizontalkonvergenz verbunden ist, wird der Divergenz-Term (s. 2.3.3 b)) wirksam, so dass sich die vertikale Vorticity intensiviert.

Am effektivsten erweist sich der Divergenz-Term, wenn die vertikale Vorticity im Zentrum des Aufwindgebietes liegt, so wie es nach dem Kippen von Luftpaketen mit Streamwise Vorticity der Fall ist. Die vertikale Wirbelgröße des Luftpaketes nimmt deshalb beim Aufsteigen im Updraft stark zu. Da zusätzlich mit ihrem Anwachsen auch die thermische Schichtung labilisiert wird (s. 2.3.2), intensiviert sich der Updraft und damit die horizontale Rotation rasch mit ansteigender Höhe (s. Abb. 16).

Superzellen können sich aber auch bilden, wenn die Vorticity-Achsen der Luftpakete senkrecht zu ihren Einströmrichtungen steht. Sie besitzen dann horizontale Scherungsvorticity in Form von Crosswise Vorticity (s. Abb. 15). Weil die vertikale Wirbelgröße, die durch den Dreh-Term (s. 2.3.3 c)) aus der Crosswise Vorticity entstanden ist, in diesem Fall an den beiden Flanken des Initial-Aufwindbereiches konzentriert wird, können sich dadurch zwei eigenständige Superzellen entwickeln (s. Abb. 15 und Splitting storms, 2.4.3.4).

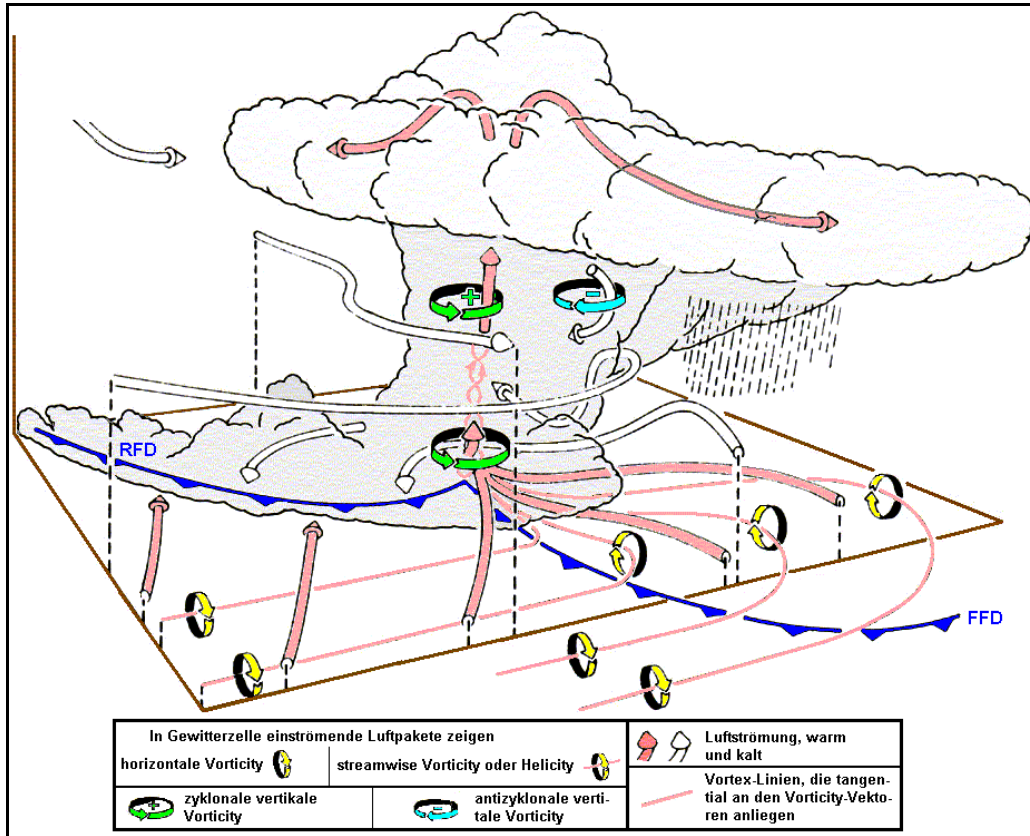
Zu Beginn dieser kleinräumigen dynamische Prozesse befanden sich in Bodennähe nur schwach rotierende Luftpakete mit vertikaler Drehachse im Aufwärtsstrom. Durch die anschließende kräftige Zunahme der vertikalen Vorticity beim Aufwärtstransport der Luftquanten im Updraft wird schließlich die gesamte Konvektionszelle in mittleren Höhen (ca. 2 - 3 km) in eine meist zyklonale, horizontale Drehbewegung versetzt.

Nach der Gleichung des zyklotropischen Windes (s. 2.1.4) ist der Luftdruck im Zentrum eines Wirbels geringer als an seinen Rändern. Weil die höchste Rotationsgeschwindigkeit in den mittleren Höhe der Superzelle auftritt, herrscht dort auch der tiefste Druck. Eine Meso-Zyklone ist entstanden. Die nun vorhandene vertikale Druckabnahme im rotierenden Updraft unterhalb der Meso-Zyklone verstärkt die Aufwärtsbewegung zusätzlich.

Darüber hinaus intensiviert sich damit auch wieder die Rotationsbewegung, so dass es sich bei diese in der Superzelle stattfindenden dynamischen Abläufen um rückkoppelnde, selbst intensivierende Vorgänge handelt, bis wieder ein neuer Gleichgewichtszustand herrscht.

Entstehung einer klassischen Superzelle (Abb. 16)

Quelle:[17]



Besitzen die Luftpakete in der bodennahen Luftschicht Streamwise Vorticity und erfolgt ihre Beschleunigung horizontal in Richtung des Aufwindstromes der entstehenden Konvektionszelle, werden die Divergenz-Terme (s. 2.3.5) wirksam, so dass sich ihre horizontale Vorticity verstärkt. Nachdem die um eine horizontale Achse rotierenden Luftpakete in den Einzugsbereich des Updrafts befördert wurden, beginnt die Umwandlung in vertikale Vorticity.

Erweist sich der Updraft nicht nur als stark, sondern auch noch als langlebig, wird die Rotationsachse der Luftpakete mit Streamwise Vorticity zuerst in die Vertikale gekippt (Dreh-Term der vertikalen Vorticity, s. 2.3.3 c)). Dieser Vorgang wandelt horizontale in vertikale Vorticity um, so dass die Luftquanten nun im bodennahen Aufwindbereich schwache vertikale Vorticity besitzen, die vor diesem Prozess nicht vorhanden war. Die jetzt im kräftigen Updraft beschleunigt aufsteigenden Luftpakete werden dabei vertikal stark gestreckt. Weil mit dieser Vertikaldivergenz auf einer Druckfläche nach der Kontinuitätsgleichung (s. 2.3.2) immer eine Horizontalkonvergenz verbunden ist, wird der Divergenz-Term oder Stretching term (s. 2.3.3 b)) wirksam, so dass sich die vertikale Vorticity intensiviert.

Da die maximale Aufwindgeschwindigkeit etwa im mittleren Bereich der Superzelle auftritt und sie nun mit wachsender Höhe wieder abnimmt, schrumpfen die Luftpakete bei ihrem weiteren Aufwärtstransport vertikal. Diese vertikale Massenkongruenz im Aufwindbereich ist mit einer horizontalen Massendivergenz (s. Kontinuitätsgleichung, 2.2.2) verbunden, die nach dem Divergenz-Term der vertikalen Vorticity (s. 2.3.3 b)) einerseits eine Abnahme der vertikalen Vorticity und andererseits eine Stabilisierung der thermischen Schichtung (s. 2.3.2) bewirkt. Die damit verbundene Verringerung der vertikalen zyklonalen Vorticity und zusätzliche Abschwächung des Aufwindstromes führt zu einem weiteren Rückgang der vertikalen positiven Vorticity.

2.4.1.2 Entwicklungsumfeld mit schwächerer vertikaler Scherung

Bei geringerer vertikaler Windscherung als in 2.4.1.1 angesprochen, lässt sich die Entstehung einer Meso-Zyklone freilich aus zwei Gründen nicht völlig ausschließen.

Erstens vermag die rasche vertikale Streckung der Luftpakete im Aufwindbereich einer Konvektionszelle aufgrund eines sich beschleunigenden Updrafts bei hohen CAPE-Werten genügend Horizontalkonvergenz zu erzeugen, um ausreichend vertikale Vorticity zu produzieren. Weil damit die den Entstehungsprozess von Superzellen einschränkende Wirkung der geringeren vertikalen Windscherung ausgeglichen werden kann, ist nun sogar die Bildung einer starken Meso-Zyklone möglich.

Zweitens ist es denkbar, dass Wechselwirkungen zwischen Gewittern und/oder der Orographie eine Zunahme der vertikalen Windscherung bewirken. Die nun vorliegenden günstigen Umfeldbedingungen führen gerade dann zur Entfaltung von Superzellen, wenn diese Unwetter, wie z.B. bei hohen BRN-Zahlen, nicht erwartet werden.

2.4.2 Bildung von vertikaler Vorticity in Bodennähe

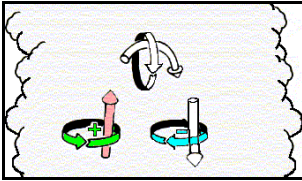
Die Meso-Zyklone ist dadurch entstanden, dass vorhandene horizontale Scherungsvorticity durch das Kippen ihrer Rotationsachse in vertikale Vorticity umgewandelt, konzentriert und verstärkt wurde. Einen weiteren Beitrag zur Intensivierung der vertikalen Vorticity in den mittleren Höhen der Superzelle scheint auch der FFD zu liefern (s. 2.4.2.1). Die Gesamtheit dieser Vorgänge allerdings beschreibt nur die Entstehung der Meso-Zyklone in einer Superzelle. Die stärkere Rotation von Luftpaketen in Bodennähe, die letztendlich zur Bildung eines Tornados führen kann, wurde hingegen noch nicht vollständig verstanden. Es wird jedoch vermutet, dass die vertikale Vorticity dabei eine dominante Rolle spielt und wahrscheinlich der Rear-flank downdraft RFD daran besonders beteiligt ist.

2.4.2.1 Forward-Flank Downdraft FFD

Der Forward-flank downdraft FFD (s. 1.3.1.3, Abb. 10a)) formiert sich aus Luftpaketen, die durch Entrainment und Verdunstung von Wolken-/Niederschlagströpfchen abgekühlt wurden und teilweise auch aus Luftquanten, die auf der Vorderseite der Superzelle aus oberen Wolkenregionen dynamisch abzusinken beginnen (s. Abb. 17).

Dadurch entsteht ein großräumiger, kühler und feuchter Abwärtsstrom, der aus der Wolkenbasis ausfallend die Erdoberfläche erreicht. Dort breitet sich diese Luft in allen Richtungen horizontal und divergent aus, wobei sie aber schneller in Richtung der bodennahen Luftströmung vorankommt.

Umwandlung von zyklonaler in antizyklonale Vorticity (Abb. 17)



Für Luftpakete, die mit ihrer zyklonalen vertikalen Vorticity im Updraft bis in die obere Wolke vorgedrungen sind, besteht die Möglichkeit, dass sie durch die nach unten weisende vertikale Druckgradientkraft - in mittleren Höhen befindet sich die Meso-Zyklone - abgebremst und auch wieder dynamisch abwärts befördert werden. Bei diesem Vorgang ändern die Trajektorien der Vorticity-Vektoren ihre Richtung. Durch dieses zweimalige Kippen der Luftpakete wird dann ihre vertikale zyklonale Vorticity über die Dreh-Terme der horizontalen und nachfolgend vertikalen in antizyklonale vertikale Vorticity umgewandelt.

Für Luftpakete, die mit ihrer zyklonalen vertikalen Vorticity im Updraft bis in die oberen Wolkenregionen vorgedrungen sind, besteht die Möglichkeit, dass sie durch die nach unten weisende vertikale Druckgradientkraft - in mittleren Höhen befindet sich die Meso-Zyklone - abgebremst und auch wieder dynamisch abwärts befördert werden. Bei diesem Vorgang ändern die Trajektorien der Vorticity-Vektoren ihre Richtung. Durch dieses zweimalige Kippen der Luftpakete wird dann ihre vertikale zyklonale Vorticity über die Dreh-Terme der horizontalen und nachfolgend vertikalen Vorticity in antizyklonale vertikale Vorticity umgewandelt. Der Vorderseiten-Downdraft FFD verfügt deshalb über antizyklonale vertikale Wirbelgröße. Unterhalb der FFD-Abwindregion laufen die Vorticity-Trajektorien am Erdboden horizontal auseinander, so dass die Vorticity-Vektoren nur noch eine horizontale Komponente besitzen. Teile dieser Luft können dann erneut in den Aufwind mit einbezogen werden, so dass Trajektorien und auch Vorticity-Vektoren wieder nach oben gerichtet sind. Jetzt ist vertikale Vorticity vorhanden, die sich dann im Aufwindstrom durch die bereits in 2.4.1 behandelten Prozesse wieder verstärken kann. Weil aber Abwindbereiche schwächer als Aufwindregionen (labile Schichtung) ausgeprägt sind, ist der Anteil der vertikalen Vorticity, der im FFD durch den Divergenz-Term (s. 2.3.3 b)) produziert wird, nicht all zu groß.

Andererseits weisen Luftpakete, die in Bodennähe in Richtung der Aufwindregion strömen, eine Bewegungskomponente parallel zur Böenfront des FFD auf. Sie befinden sich dabei im Bereich eines starken baroklinen Feldes - kühle Down-, warme Updraft-Luft -, so dass durch die Solenoid-Beschleunigung parallel zur Einströmrichtung Streamwise Vorticity erzeugt wird bzw. diese sich verstärkt. Dieser Einzugsbereich wird oft durch die "Tail cloud" (s. 1.3.1.3, Abb. 10 a)) sichtbar. Der FFD liefert deshalb zwar horizontale Scherungsvorticity, die aber im Aufwindbereich erneut gekippt werden muss, um einen Beitrag zur Rotation der Meso-Zyklone zu leisten.

Für den bodennahen Bereich allerdings ist der Anteil dieser vertikalen Vorticity zu gering, um dort genügend starke horizontale Rotation zur Entstehung eines Tornados zu kreieren.

2.4.2.2 Rear-Flank Downdraft RFD

Der RFD (s. 1.3.1.3, Abb. 10 a)), der Abwindstrom auf der West- oder Rückseite der Superzelle, der einerseits als kühler/feuchter und andererseits als relativ warmer/trockener Downdraft den Erdboden erreichen kann (s. Abb. 18), wird oft durch ein "Hook echo" auf dem RADAR-Bild gekennzeichnet. Wie der RFD entsteht, ist zwar noch unklar, aber er wird wahrscheinlich durch die Meso-Zyklone initiiert, die ein spiralförmiges Absinken der Luftpakete an der Außenseite des Updrafts (s. Abb. 19) verursacht.

1. Kühler und relativ feuchter RFD

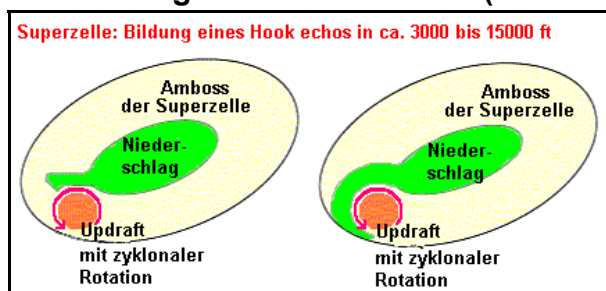
Durch die starke zyklonale Rotation der Meso-Zyklone in mittleren Höhen wird ein Teil der Niederschlagspartikel gegen den Uhrzeigersinn um sie herumgeführt (s. Hook echo). Verdunstende Niederschlagsteilchen entziehen ihrer unmittelbaren Umgebungsluft latente Wärmeenergie, so dass Kaltluftkörper entstehen, die sich abwärts bewegen. Dieser Prozess wird noch verstärkt durch Entrainment und fallende, größere Niederschlagselemente, die infolge Reibung die Luft in ihrem Umfeld mit nach unten reißen. Dadurch kann sich ein kühler und relativ feuchter RFD entwickeln, der sich wie der FFD am Erdboden in allen Richtungen horizontal und divergent ausbreitet.

2. Relativ warmer, trockener RFD

Trockenere Umgebungsluft wird in mittleren Höhen in die Superzelle einbezogen und zum Absteigen gebracht. Wenn sich dabei auch noch die Abkühlung und Feuchteanreicherung durch verdunstende Niederschlagselemente als gering erweist, erwärmt sich die Luft bei diesem Absinkvorgang adiabatisch so stark, dass sich ein relativ warmer und trockener RFD ausbilden kann. Die Prozesse, die diesen Vorgang auslösen, wurden noch nicht erkannt. Es wird aber vermutet, dass der RFD durch den blockierenden Effekt der Superzelle innerhalb des starken Höhenwindfeldes initiiert wird. Die Superzelle als Strömungshindernis könnte dabei in mittleren Höhen die Luft zum Absinken zwingen. Zu einem späteren Zeitpunkt der Entwicklung scheinen mikrophysikalische Prozesse eine Rolle zu spielen. Der RFD könnte dann durch den Druckfall unterhalb der Meso-Zyklone dynamisch ausgelöst werden.

Entwicklung eines Hook echos (Abb. 18)

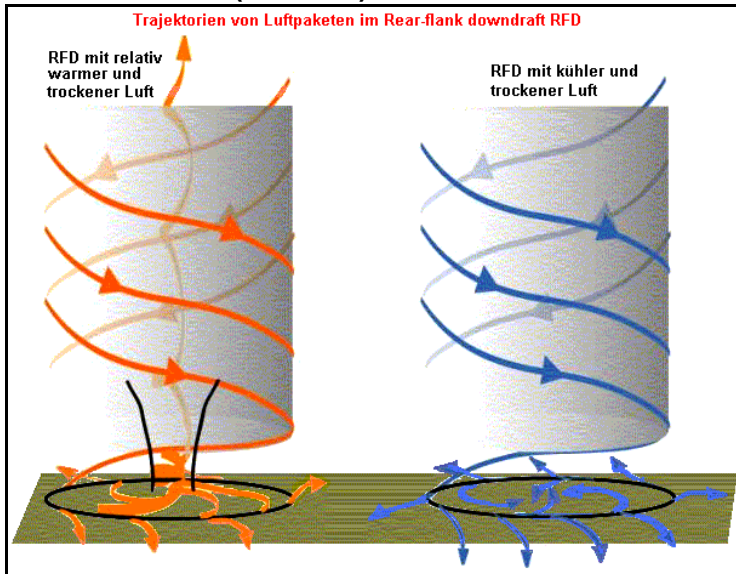
Quelle: [39]



Durch die zyklonale Rotation des Updrafts werden in mittleren Höhen der Superzelle Niederschlagspartikel gegen den Uhrzeigersinn um die Meso-Zyklone herumgeführt, so dass auf dem RADAR ein hakenförmiges Echo, das Hook echo, sichtbar wird.

Arten des RFD (Abb. 19)

Quelle:[16]



Relativ warmer, trockener RFD

Trockenere Umgebungsluft wird in mittleren Höhen in die Superzelle einbezogen und zum Absteigen gebracht. Wenn sich dabei auch noch die Abkühlung und Feuchteanreicherung durch verdunstende Niederschlagselemente als gering erweist, erwärmt sich die Luft bei diesem Absinkvorgang adiabatisch so stark, dass sich ein relativ warmer und trockener RFD ausbilden kann. Die Prozesse, die diesen Vorgang auslösen, wurden noch nicht erkannt. Es wird aber vermutet, dass der RFD durch den blockierenden Effekt der Superzelle innerhalb des starken Höhenwindfeldes initiiert wird. Die Superzelle als Strömungshindernis könnte dabei in mittleren Höhen die Luft zum Absinken zwingen.

Zu einem späteren Zeitpunkt der Entwicklung

scheinen dann mikrophysikalische Prozesse eine Rolle zu spielen. Der RFD könnte dann durch Druckfall unterhalb der Meso-Zyklone dynamisch ausgelöst werden.

Kühler und relativ feuchter RFD

Durch die starke zyklonale Rotation der Meso-Zyklone in mittleren Höhen wird ein Teil der Niederschlagspartikel gegen den Uhrzeigersinn um sie herumgeführt (s. Hook echo, 1.3.1.3 und Abb. 18). Verdunstende Niederschlagsteilchen entziehen ihrer unmittelbaren Umgebungsluft latente Wärmeenergie, so dass Kaltluftkörper entstehen, die sich abwärts bewegen. Dieser Prozess wird noch verstärkt durch Entrainment und fallende Niederschlagselemente, die infolge Reibung die Luft in ihrem Umfeld mit nach unten reißen. Dadurch kann sich ein kühler und relativ feuchter RFD entwickeln, der sich wie der FFD am Erdboden in allen Richtungen horizontal und divergent ausbreitet.

Wechselwirkungen zwischen Hook echo, RFD und der Meso-Zyklone in mittleren Höhen einer Superzelle scheinen mit der Tornadobildung eng verbunden zu sein.

Rear-flank Downdraft RFD (Abb. 20)

Quelle:[35]



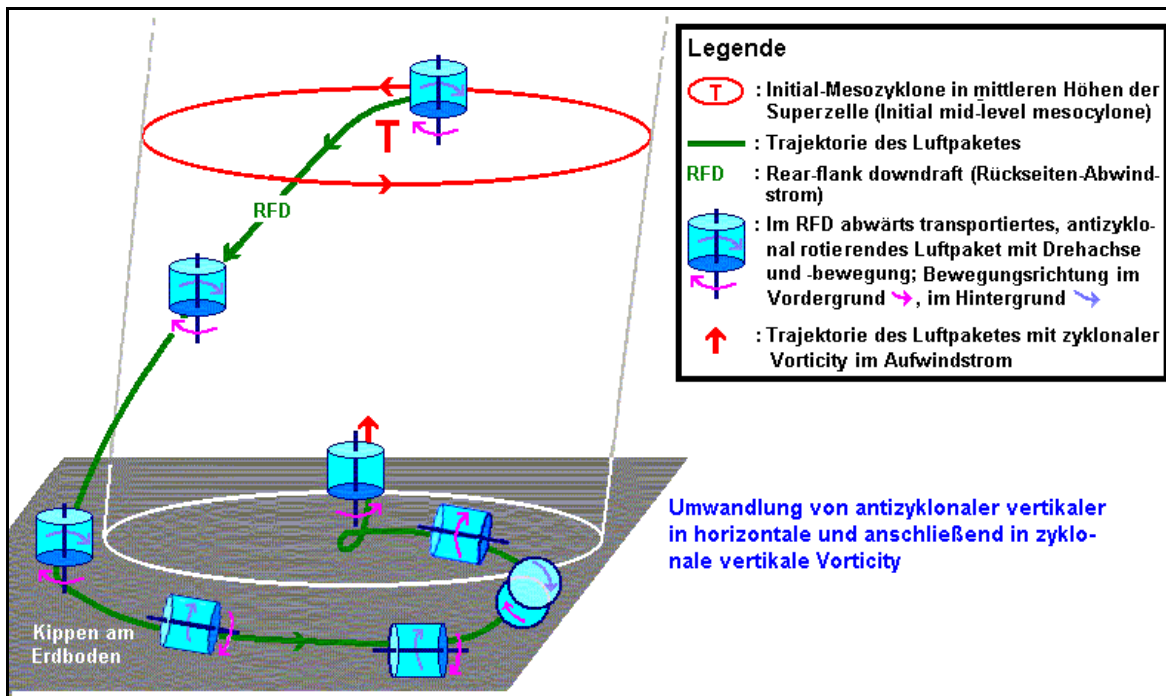
Die Abb. 20 zeigt ein wohlbekanntes Merkmal einer tornadobildenden Superzelle, den relativ warmen und trockenen RFD, der sich auf ihrer Rückseite entwickelt. Erreicht die trockene Luft den Erdboden, wird ein Teil des Updrafts ausgehöhlt. Sichtbar wird dieser Vorgang durch ein hufeisenförmiges Loch in der Wolkenbasis.

2.4.2.2.1 Produktion von barotroper, vertikaler zyklonaler Vorticity

Luftpakete, die aus dem Niederschlagsbereich der Meso-Zyklone in den RFD einbezogen worden sind, zeigen antizyklonale vertikale Vorticity, die sie mitbrachten bzw. durch die radial stark nach außen abnehmende Tangentialgeschwindigkeit der Meso-Zyklone als Scherungsvorticity erhalten haben. Werden diese Luftquanten nun im RFD mit ihrer von der Meso-Zyklone initiierten Drehrichtung abwärts bis zum Erdboden transportiert, erhalten sie dabei auf ihrer zyklonal gekrümmte Bahn einen positiven, zyklonalen Drehimpuls. Diese zyklonale vertikale Krümmungsvorticity (s. 2.3.1) kann die anfänglich vorhandene antizyklonale vertikale Vorticity teilweise kompensieren.

Umwandlung von antizyklonaler in zyklonale vertikale Vorticity (Abb. 21)

Quelle:[16]



Luftpakete, die aus dem Niederschlagsbereich der Meso-Zyklone in den RFD einbezogen worden sind, zeigen antizyklonale vertikale Vorticity, die sie mitbrachten bzw. durch die radial stark nach außen abnehmende Tangentialgeschwindigkeit der Meso-Zyklone als Scherungsvorticity erhalten haben.

Werden diese Luftquanten nun im RFD mit der von der Meso-Zyklone initiierten Drehrichtung im RFD abwärts bis zum Erdboden transportiert, bekommen sie dabei auf ihrer zyklonal gekrümmten Bahn einen positiven, zyklonalen Drehimpuls. Diese zyklonale vertikale Krümmungsvorticity (s. 2.3.1.3) kann die anfänglich vorhandene anti-zyklonale vertikale Vorticity teilweise kompensieren.

Unterhalb des RFD-Abwindes am Erdboden laufen die Vorticity-Trajektorien dann horizontal auseinander, so dass die Vorticity-Vektoren nur noch eine horizontale Komponente besitzen. Werden Teile dieser Luft erneut in den Aufwind mit einbezogen, sind ihre Trajektorien und auch die Vorticity-Vektoren wieder nach oben gerichtet. Dieser Vorgang erzeugt so vertikale zyklonale Vorticity in Bodennähe, die allerdings aufgrund der sich am Erdboden horizontal divergent ausbreitenden Luft wieder etwas abgeschwächt (s. Divergenz-Term, 2.3.3 b)) und auch nicht unmittelbar unter der Aufwindzone abgeliefert wird.

Wesentlich effektiver scheint deshalb die Produktion von barokliner vertikaler zyklonaler Vorticity durch einen warmen RFD zu sein.

Unterhalb des RFD-Abwindbereiches laufen die Vorticity-Trajektorien dann am Erdboden horizontal auseinander, so dass die Vorticity-Vektoren nur noch eine horizontale Komponente besitzen. Werden Teile dieser Luft erneut in den Aufwind mit einbezogen, sind ihre Trajektorien und auch die Vorticity-Vektoren wieder nach oben gerichtet (s. Abb. 21). Dieser Vorgang erzeugt so vertikale zyklonale Vorticity in Bodennähe, die allerdings aufgrund der sich am Erdboden horizontal divergent ausbreitenden Luft wieder etwas abschwächt (s. Divergenz-Term, 2.3.3 b)) und auch nicht unmittelbar unter der Aufwindzone abgeliefert wird. Wesentlich effektiver scheint deshalb die Produktion von barokliner vertikaler zyklonaler Vorticity durch einen warmen RFD zu sein.

2.4.2.2 Produktion von barokliner, vertikaler zyklonaler Vorticity

Entscheidend für die Produktion von vertikaler Vorticity könnten die horizontalen Dichteunterschiede der Luft in mittleren Höhen der Superzelle sein. Dichteunterschiede ergeben sich erstens zwischen einem rechtsseitigen kühlen, feuchten RFD und einem relativ warmen Updraft sowie zweitens zwischen einem relativ warmen RFD und einem kühlen FFD. Folgendes Szenario ist vorstellbar. Im mittelhohen Niveau wird ein Teil der mit Niederschlagspartikeln angereicherten Luftquanten im zyklonal rotierenden Updraft, der Meso-Zyklone, südwärts um sie herumführt und in Richtung RFD befördert (s. Hook echo, Abb. 18). Weil diese Luftpakete dabei eine Zone starker Baroklinität passieren, kann der Solenoid-Term (s. 2.3.5 a)) barokline horizontale Vorticity produzieren, die im RFD abwärts transportiert wird. Am Erdboden kann diese Vorticity dann erst in die Horizontale und anschließend wieder in die Vertikale, allerdings mit nun zyklonaler Rotation, gekippt werden.

Besonders kräftige vertikale zyklonale Vorticity vermag der relativ warme RFD zu erzeugen, weil sich diese Luft am Erdboden in ihrer kälteren Umgebung nicht - wie beim kühlen RFD - horizontal divergent ausbreitet, sondern einen Teil des Updrafts aushöhlt und zum Zentrum des Aufwindbereiches hin konvergiert (s. auch Abb. 19). Dadurch erhöht sich die Drehgeschwindigkeit (s. Divergenz-Term, 2.3.3 b)) der Luftpakete, so dass hier starke horizontale, enge bodennahe zyklonale Rotation um eine vertikale Achse einsetzen und sich ein Tornado entwickeln kann.

Der warme RFD scheint daher die entscheidende Rolle bei der Erzeugung von vertikaler Vorticity in den unteren Schichten zu spielen. Er entwickelt davon genügend und liefert sie sogar direkt unter dem Updraft ab.

Darüber hinaus besteht ferner die Möglichkeit, dass sich diese in den untersten Luftschichten entstandene vertikale zyklonale Vorticity durch die zur Entstehung der Superzelle notwendigen Horizontalkonvergenz am Erdboden (s. Divergenz-Term, 2.3.3 b)), in deren Bereich sich auch die Wall cloud (s. Abb. 10 a)) bildet, verstärkt.

Eine weitere Zunahme der Rotation wäre durchaus noch durch wachsende Bodenreibung denkbar (s. Reibungs-Term, 2.3.3 e)).

2.4.3 Besonderheiten von Superzellen

2.4.3.1 Fazit der dynamischen Prozesse

Die Stärke, Langlebigkeit und Zugbahn einer Superzelle wird von der vertikalen Windscherung dominiert, die nachfolgende dynamische Vorgänge auslöst:

1. Die kräftige vertikale Windscherung in der unmittelbaren Umgebung einer Superzelle führt zur Ausbildung eines rotierenden Aufwindstromes, wenn Streamwise oder Crosswise Vorticity vorhanden ist und diese im Updraft durch den Dreh-Term in die Vertikale gekippt wird.
2. Nach der Gleichung des zyklotropischen Windes (s. 2.1.4) ist der Luftdruck im Zentrum eines sich horizontal drehenden Updrafts (Meso-Zyklone) geringer als an seinen Rändern. Weil in den mittleren Höhen der tiefste Druck herrscht, treten dort die höchsten Rotationsgeschwindigkeiten der Superzelle auf.
3. Die damit vorhandene vertikale Druckabnahme im Updraft unterhalb der Meso-Zyklone erhöht die Aufwärtsbewegung in mittleren Höhe weiter, so dass auch die Rotation durch das vertikale Strecken (Divergenz-Term) weiter anwächst. Dieser Vorgang ist rückkopplend und damit selbstverstärkend, bis sich ein neuer Gleichgewichtszustand eingestellt hat.

Je ausgeprägter die vertikale Windscherung ist, desto effizienter, stetiger und beständiger sind die den Updraft intensivierenden dynamischen Vorgänge. Sie erweisen sich als mindestens genau so wichtig wie der Labilitätsfaktor CAPE, der die Aufwindstärke und Rotation dominiert.

Zusätzlich initiieren die starken vertikalen Windscherungen in mittleren Höhen kleinräumige dynamische Prozesse, die Druckänderungen verursachen. Forschungsergebnisse zeigten, dass bei typischen Superzellen-Wetterlagen in Mitteleuropa und in den USA in Bodennähe ein südlicher und in der Höhe ein kräftiger südwestlicher Wind weht.

Weil die Superzelle innerhalb des starken Höhenwindfeldes (s. auch 1.3.2, Abb. 12, typische Hodographen), ein Strömungshindernis darstellt, kommt es im mittelhohen Niveau an ihrer Luvseite (RFD-Bereich) durch vertikale Massenkongruenz zu Druckanstieg und an ihrer Leeflanke (Updraft-Seite) durch vertikale Massendivergenz zu Druckfall. Leeseitig werden deshalb Luftpakete aus tieferen Schichten stets nach oben beschleunigt, so dass sich das Unwetter hier kontinuierlich aufbaut. Daraus resultiert ein geneigter Aufwindstrom und die im Vergleich zum Mittelwind der unteren und mittleren Troposphäre nach rechts abgelenkte Zugbahn der Superzelle.

Wie bereits angesprochen, sind nahezu alle Superzellen Schwergewitter, aber nur etwa 30 % produzieren auch Tornados. Kräftige vertikale Windscherungen vom Boden bis etwa 6 km Höhe (langer Hodograph) und ausreichende Labilität (CAPE) sind die notwendigen Voraussetzungen, um eine starke Meso-Zyklone zu erzeugen. Weist dann der Hodograph noch eine signifikante Krümmung in 0 - 2 km Höhe auf, so scheint dieses Merkmal die Entstehung von Tornados zu fördern. Unterstützt wird dieser Vorgang noch von einem starken Aufwindstrom und dynamischen Prozessen, die vertikale Vorticity in den unteren Regionen der Superzelle erzeugen. Dazu gehört auch die Menge an Niederschlagspartikeln, die anscheinend höhenwindabhängig in mittleren Regionen der Superzelle um die Meso-Zyklone herumgeführt wird. Dieser Effekt wurde bereits in 2.4.2.2 angesprochen, bestimmt den Grad der Baroklinität in der Zelle und spielt eine wesentliche Rolle bei der Entstehung von erdbodennaher Rotation und damit bei der Tornadobildung.

Das vertikale Feuchteprofil der unteren Luftschichten stellt einen weiteren bedeutenden Faktor für die Entwicklung der Superzelle dar. Bei sehr trockener Luft oberhalb der feuchten, planetarischen Grenzschicht verdunsten viele Regentropfen, wenn sie diese Region bei Fallen passieren. Die Luft im FFD kann sich deshalb sehr kräftig abkühlen, so dass die Baroklinität unterhalb der Zelle verstärkt wird (s. barokline Vorticity in 2.4.2.2). Dieser Effekt erhöht ebenfalls die bodennahe Rotation.

2.4.3.2 Langlebigkeit von Superzellen

Superzellen können durchaus mehrere Stunden wüten - bis zu 12 h sind bereits beobachtet worden - und auch weit bis in die Nacht hinein andauern, trotzdem die bodennahe Aufheizung durch Einstrahlung fehlt. Wärmegewitter haben sich dann durch die nachlassende Thermik bereits lange vorher wieder aufgelöst.

Superzellen sind deshalb in der Lage, durch Hagelschlag, Starkwind- und -niederschlag große volkswirtschaftliche Schäden anrichten. Ihre relativ große Lebensdauer im Vergleich zu Einzelgewittern beruht einerseits auf dem geneigten Updraft. Die in der Superzelle produzierten Niederschlagspartikel und Kaltluftkörper fallen deshalb nicht in den bodennahen Aufwindbereich hinein und unterbinden damit die Warmluftzufuhr, sondern sie bewirken, dass sich neben dem Aufwind- ein separates Abwindgebiet entwickelt. Dieses Unwetter besteht deshalb aus einem umfangreichen Up- und Vorderseiten-Downdraft FFD. Die Böenfront des FFD und die damit verbundene horizontale Bodenkonvergenz unterstützt die Warmluftzufuhr und sorgt für die Aufrechterhaltung des Aufwindstromes. Dieses selbsterhaltende dynamische Wettersystem stellt damit eine kleinräumige thermisch direkte Zirkulation dar (s. 2.3.3 d)), die durchaus mehrere Stunden anhalten kann.

Andererseits rotiert die Superzelle, so dass das Entrainment, die turbulente Einbeziehung trockener Umgebungsluft am Wolkenrand bei der Aufwärtsbewegung der Luft, durch die tangential nach außen wirkende Zentrifugalkraft minimiert wird.

2.4.3.3 Verlagerung von Superzellen

Auf der Nordhalbkugel tendieren Superzellen dazu, sich - ausgehend vom Mittelwind im troposphärischen Höhenintervall von 0 - 6 km agl - etwas nach rechts versetzt (s. 2.4.3.1) und auch ein wenig langsamer zu verlagern, als es die mittlere Strömung vermuten lässt.

Um diese Verlagerungstendenz numerisch zu erfassen, wurde in den Anfängen des Jahres 1990 in den USA ein Vorhersageverfahren entwickelt, das auf den klimatologischen Werten von 31 in den zentralen östlichen Teilen der USA aufgetretenen Superzellen beruht. Die Basis dieser weitverbreiteten SSM-Methode (Supercell storm motion) bildet die in 2.4.3.1 angesprochene Rechtsablenkung und des Windmittels im Höhenintervall von 0 - 6 km agl (Quelle: [26]). Bezeichnet man die mittlere Geschwindigkeit als f_m und die mittlere Richtung als d_m , dann verlagert sich die Superzelle f_m -abhängig wie folgt:

- $f_m < 15 \text{ m s}^{-1}$ in 0 - 6 km
 - 30° rechtsabweichend von d_m und
 - mit 75 % von f_m ;
- $f_m \geq 15 \text{ m s}^{-1}$
 - 20° rechtsabweichend von d_m und
 - mit 85 % von f_m .

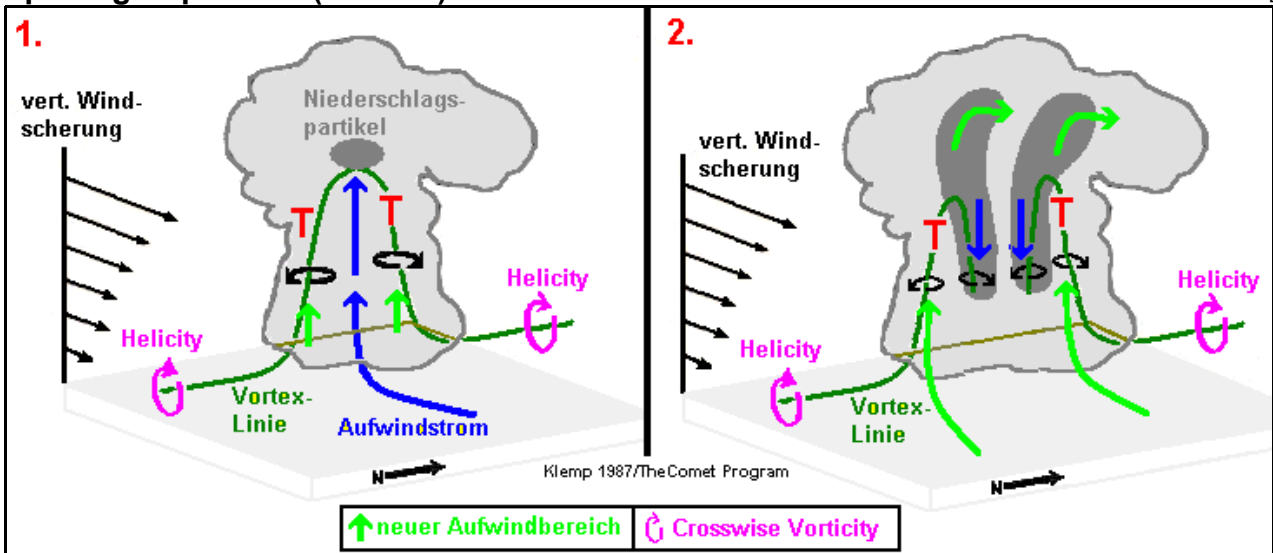
2.4.3.4 Splitting Supercells

Die Wechselwirkungen zwischen dem Updraft einer Superzelle in der Initialphase und der kräftigen vertikalen Windscherung ihrer Umgebung führen zur Bildung der Meso-Zyklone. Ein rotierender Updraft entsteht dann in mittleren Höhen, wenn das Umfeld der Superzelle eine kräftige Richtungsänderung und Geschwindigkeitszunahme des Windes mit der Höhe aufweist. Der Hodograph zeigt deshalb eine lange, aber in den unteren Schichten gekrümmte Linie (s. 1.3.2, Abb. 12). Dieses Windprofil fördert die Bildung eines Updrafts auf der linken oder rechten Seite der sich bildenden Superzelle.

Ergibt der Hodograph aber vor allem in den unteren Luftschichten einen langen, mehr oder weniger geradlinigen Verlauf, dann besteht die Möglichkeit, dass sich während der Initialphase der Superzelle ein Doppel von spiegelverkehrten Meso-Zyklonen in ihrem mittleren Bereich ausprägt. Bei einer hinreichend starken vertikalen Windscherung können sich dann beide Tiefs durch den DPE-Effekt (s. 2.1.4) so kräftig intensivieren, dass an ihren seitlichen Flanken zwei separate Aufwindströme entstehen. Der Updraft auf ihrer rechten Seite dreht sich dann zyklonal und der auf ihrer linken rotiert antizyklonal.

Splitting Supercells (Abb. 22)

Quelle:[4]



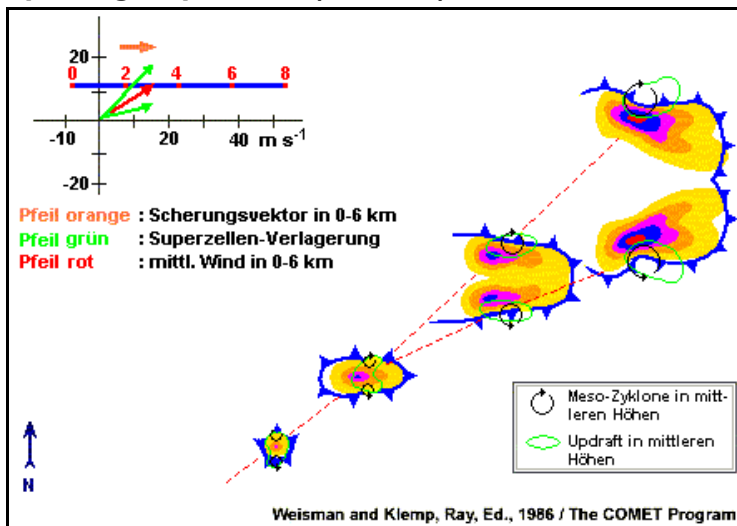
Helicity : Skalares Produkt der Vektoren der Superzellen-Verlagerung und der Streamwise Vorticity (s. auch 3.1.1.2)

Ergibt der Hodograph aber vor allem in den unteren Luftschichten einen langen, mehr oder weniger geradlinigen Verlauf, dann besteht die Möglichkeit, dass sich während der Initialphase der Superzelle ein Doppel von spiegelverkehrten Meso-Zyklonen in ihrem mittleren Bereich ausprägt. Bei einer hinreichend starken vertikalen Windscherung können sich dann beide Tiefs durch den DPE-Effekt (s. 2.1.4) so kräftig intensivieren, dass an ihren seitlichen Flanken zwei separate Aufwindströme entstehen. Der Updraft auf ihrer rechten Seite dreht sich dann zyklonal und der auf ihrer linken rotiert antizyklonal. Zwischen den beiden rotierenden Updrafts, in der Mitte der nun sehr ausgedehnten Aufwindzone, bilden sich Niederschlagselemente, so dass hier die Entwicklung eines Downdrafts eingeleitet wird. Intensiviert sich dieser weiter, kann sich die Superzelle in zwei separate, spiegelverkehrte Zellen teilen.

Zwischen den beiden rotierenden Updrafts, in der Mitte der nun sehr ausgedehnten Aufwindzone, bilden sich Niederschlags-elemente, so dass hier die Entwicklung eines Downdrafts eingeleitet wird. Intensiviert sich dieser weiter, kann sich die Superzelle in zwei separate, spiegelverkehrte Zellen teilen. Ausgehend von der mittleren Richtung des Scherungsvektors verlagern sich dann diese beiden "Split storms" nach rechts und links abgelenkt. Das nach rechts (links) abweichende Unwetter zeigt eine zyklonale (antizyklonale) Rotation im Updraft (Downdraft) und eine antizyklonale Rotation (zyklonale) im Downdraft (Updraft). Der stärkste RADAR-Reflexionsgradient tritt dabei auf der Süd (Nord)-Seite auf und fällt mit dem Updraft zusammen.

Splitting Supercells (Abb. 23)

Quelle:[4]



Lange geradlinige Hodographen tendieren dazu, ein paar spiegelverkehrte Splitting Superzellen zu erzeugen. Das nach rechts (links) abgelenkte Unwetter zeigt eine zyklonale (antizyklonale) Rotation im Updraft (Downdraft) und eine antizyklonale Rotation (zyklonale) im Downdraft (Updraft). Der stärkste RADAR-Reflexionsgradient tritt dabei auf der Süd- (Nord)-Seite auf und fällt mit dem Updraft zusammen.

Zeigt der Hodograph in den untersten Luftschichten keinen geradlinigen sondern einen gekrümmten Verlauf, so wird vermutlich eine der beiden Splitting-Superzellen in ihrer Entwicklung begünstigt. Die eine baut sich dann weiter auf, während sich die andere schnell wieder auflöst. Es scheint so, dass ein Hodograph-Bogen im Uhrzeigersinn die Bildung einer zyklonalen, rechts abgelenkten und einer gegen den Uhrzeigersinn die Entwicklung einer antizyklonalen, links abgelenkten Superzelle fördert. Meistens jedoch entstehen zyklonale, rechtsabgelenkte Unwetter, die durch eine rechtsläufige Krümmung des Hodographen in den untersten Luftschichten gekennzeichnet sind (s. 1.3.2, Abb. 12). In diesem Fall formt sich die linksabgelenkte Zelle nicht bzw. sie löst sich nach ihrer Entstehung rasch wieder auf. Die Rechtskrümmung des Hodographen ist eine Folge der auf Nordhalbkugel vorhandenen Rechtsablenkung des Windes durch Bodenreibung und kann verstärkt werden durch eine zusätzliche Rechtsdrehung infolge Warmluftadvektion.

2.4.3.5 Arten von Superzellen

Supercellen zeigen große Unterschiede in ihrer Gestalt, Erscheinungsform und ihren Ausmaßen, wenn sie mit dem RADAR oder dem menschlichen Auge beobachtet werden. Sie verfügen zwar alle über eine Meso-Zyklone, aber einige sind ausgesprochene Niederschlagsproduzenten, während andere nur geringe Regenmengen verursachen. Aus diesen Gründen wird z.B. zwischen HP- (High precipitation, viel Niederschlag), LP- (Low precipitation, wenig Niederschlag) und der klassischen Supercelle unterschieden. Die nachfolgende Tabelle 10 zeigt die hauptsächlichsten Merkmale dieser drei Typen von Supercellen.

Hauptsächlichste Merkmale von Supercellen (Tab. 10)

Quelle: [27]

	Vorherrschende Eigenschaften		
	LP-Supercelle	Klassische Supercelle	HP-Supercelle
Höhe der Wolkenbasis	hoch, > 2 km	variabel, 1 bis 2 km	tief, < 1.5 km
Niederschlagsproduktion	wenig	mäßig	hoch
Relativwind in der Zelle in 3 - 6 km Höhe	variabel	10 bis 18 m s ⁻¹	< 10 m s ⁻¹
Updraft/Downdraft-Trennung	variabel	gut abgesondert	nahe beieinander
Helicity SRH [m ² s ⁻²] (0 - 3 km Höhe)	variabel	> 250	150 bis 250
Labilität CAPE [J kg ⁻¹]	500 bis 3500	1500 bis 3500	2000 bis ≥ 7000
Lifted Index LI (500 hPa)	-2 bis -8	-4 bis -10	-6 und kleiner
Verlagerung, bezogen auf den Mittelwind in 0 bis 6 km Höhe	variabel	leicht nach rechts abgelenkt	langsam, bisweilen stark nach rechts abgelenkt

– **LP-Supercelle (Low-precipitation supercell)**

LP-Unwetter treten meist in Verbindung mit Bodenfronten auf, die feuchte von sehr trockenen Luftmassen trennen. LPs sind oft nicht sehr effizient in der Erzeugung von Niederschlagspartikeln und Produktion von größeren Niederschlagsmengen. Sie entstehen entweder bei großem CAPE oder bei starker vertikaler Windscherung und geringem CAPE und zeigen im ersteren Fall einen eng begrenzten Updraft, so dass die Kondensationsrate klein ist. Wird jedoch mehr Niederschlag produziert, dann tendiert dieser Vorgang zur Bildung von großem Hagel. Hier sind schon riesige Hagelkörner beobachtet worden.

Bei starker vertikaler Windscherung und geringerem CAPE wird das meiste Wolkenwasser in die oberen Wolkenregionen transportiert, so dass sich ein markanter Amboss bildet.

Viele LP-Zellen kreieren keine Tornados. Wenn sie aber über hohe relative Windgeschwindigkeiten (etwa > 15 m s⁻¹) in 3 - 6 km Höhe und starke Helicity verfügen, können sie eine Serie von Tornados in einem Zeitraum von mehreren Stunden hervorbringen.

– **HP-Supercelle (High-precipitation supercell)**

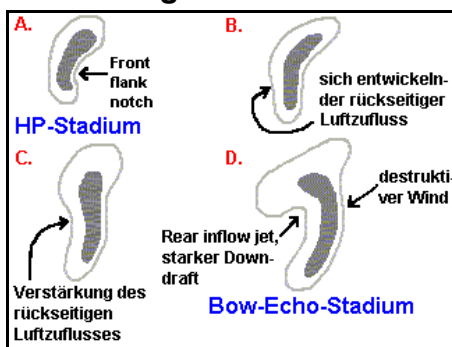
HP-Supercellen weisen ähnliche Merkmale auf wie klassische Supercellen, verursachen Wolkenbrüche und verlagern sich oft langsam. In unteren Schichten ist häufig ein breites Band starker RADAR-Reflexion vorhanden, das an der Vorderflanke des Unwetters nasenartig eingedellt ist und deshalb oft nierenförmig aussieht. Dieser deformierte Bereich wird als “Front flank notch FFN” bezeichnet und deutet auf das WER (Weak echo region, s. Abb. 25) und den rotierenden Updraft hin.

Im Gegensatz zu klassischen Supercellen, die oft als isolierte Unwetter in Erscheinung treten, sind HP-Supercellen in vielen Fällen mit Konvergenzlinien verbunden. Interaktionen zwischen beiden und die Verlagerung entlang der Grenzlinie verstärken oft die Meso-Zyklone. HP-Supercellen entfalten sich in einem Umfeld mit hoher Luftfeuchte in den unteren Luftschichten und mäßiger bis starker vertikaler Windscherung und stellen eine Bedrohung dar, weil sie Tornados, großen Hagel, destruktive Windgeschwindigkeiten und Flutwellen verursachen können.

HP- und auch klassische Supercellen vermögen sich manchmal in einen Bow-echo-Sturm (s. Abb. 24) zu entwickeln, wenn der Rear flank downdraft und/oder der Rear inflow jet das Unwetter umformen. Zerstörerischer, sich geradlinig ausbreitender Bodenwind (Straight-line winds, z.B. als Downburst) ist dann die Folge.

Entstehung eines Bow-Echo-Unwetters (Abb. 24)

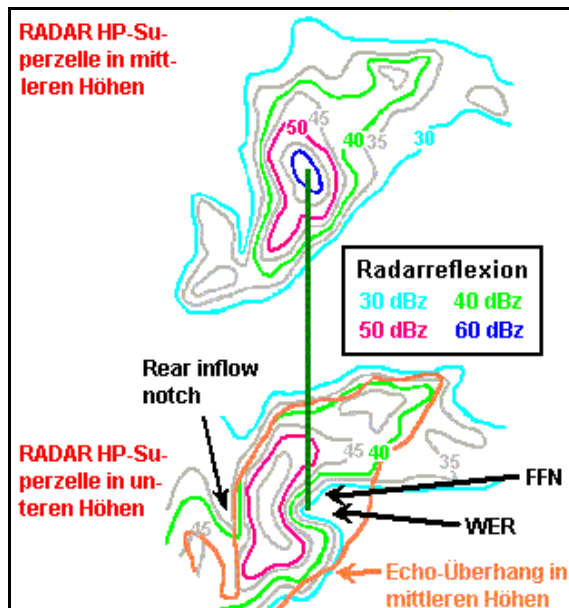
Quelle: [20]



In dieser Abbildung sind vier schematisierte Doppler-RADAR-Horizontalschnitte zu sehen, welche die Umwandlung einer HP-Supercelle in ein Bow-Echo-Unwetter als Folge eines sich entwickelnden Rear inflow jet oder eines existierenden kräftigen Rear-flank downdraft demonstrieren. Solche Unwetter vermögen ein sich geradlinig am Erdboden ausbreitendes Starkwindfeld (Straight-line winds, z.B. Downburst) zu erzeugen.

Schematisches RADAR-Horizontalschnitt durch eine HP-Supercelle (Abb. 25)

Quelle: [20]



Die Abb. 25 zeigt den schematisierten horizontalen RADAR-Querschnitt durch eine typische HP-Supercelle in ihrer unteren und mittleren Höhe. In unteren Schichten ist häufig ein breites Band starker RADAR-Reflexion vorhanden, das an der Vorderflanke des Unwetters nasenartig eingedellt ist und deshalb oft nierenförmig aussieht. Dieser eingedrückte Bereich wird als “Front flank notch FFN” bezeichnet und deutet auf das WER (Weak echo region) und den rotierenden Updraft hin.

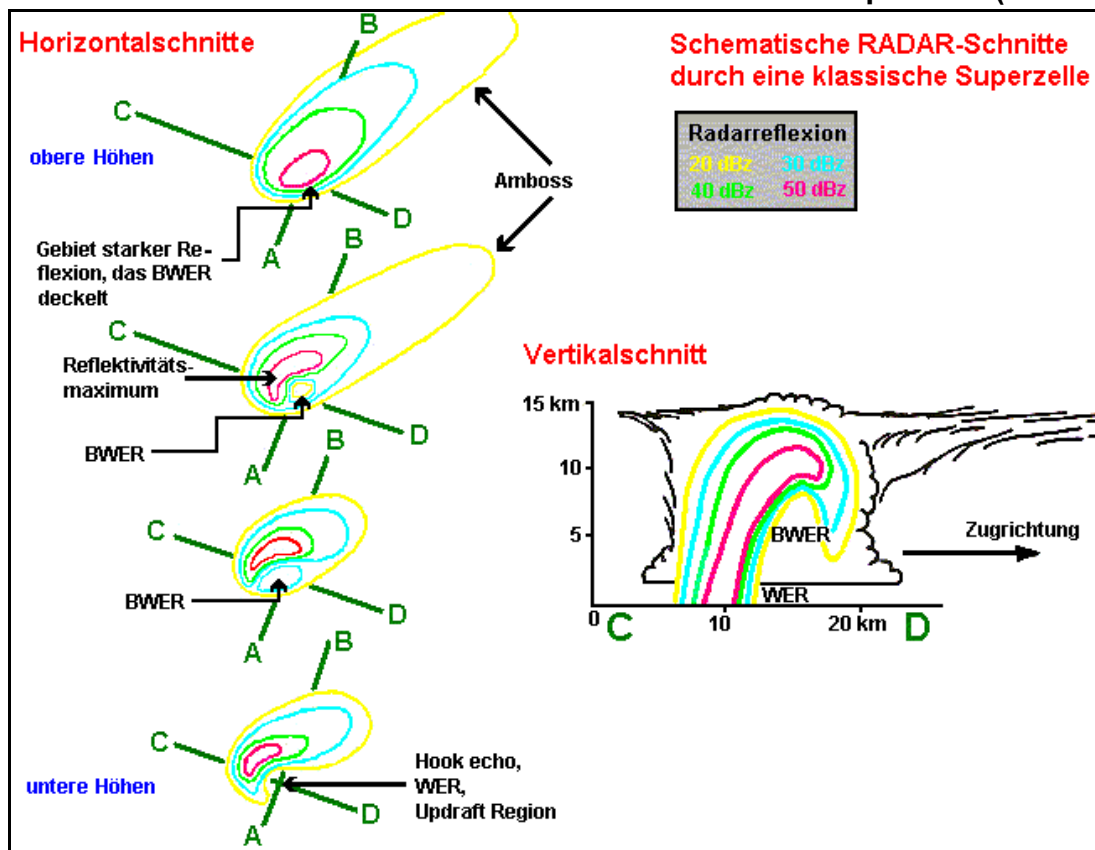
– Klassische Superzelle

Klassische Superzellen zeichnen sich auf dem RADAR-Bild häufig durch ein hakenförmiges Echo (Hook echo, s. Abb. 18) auf der rechten, rückseitigen Flanke des Unwetters aus. Innerhalb dieses Hook echos befindet ein schwacher RADAR-Reflexionsbereich, das WER (Weak echo region, s. Abb. 25), der den Ort des starken, rotierenden Aufwindstromes (Meso-Zyklone) markiert. Dehnt sich das WER aufwärts in die stärkere Echoregion hinein aus und wird von ihr letztendlich umschlossen, spricht man vom BWER (Bounded weak echo region, s. Abb. 26) oder 'Vault'.

Das Maximum der RADAR-Reflexion, durch Starkregen und Hagel verursacht, befindet sich üblicherweise nördlich und/oder östlich des WER.

Im Bereich des RFDs kann in den unteren Höhen ein schwacher RADAR-Echobereich mit einer v-förmigen Struktur sichtbar werden, der als Rear inflow notch, "V-notch" oder "enhanced V" bezeichnet wird (s. Abb. 25). Dieses RADAR-Muster zeigt die von der Superzelle in der Höhe blockierte Strömung an, so dass ein Teil dieser Luft um das Unwetter herumgeführt wird.

Schematischer RADAR-Schnitt durch eine klassische Superzelle (Abb. 26)



Quelle: [20]

Auf der linken Seite der Abb. 26 ist ein schematisierter horizontaler RADAR-Querschnitt durch eine klassische Superzelle in vier verschiedenen Höhen zu sehen. In den untersten Schichten wird das Hook echo und das WER (Weak echo region) sichtbar, das den Ort des starken, rotierenden Aufwindstromes (Meso-Zyklone) markiert. Dehnt sich das WER aufwärts in die stärkere Echoregion hinein aus und wird von ihr letztendlich umschlossen, bildet sich das BWER (Bounded weak echo region) oder 'Vault'. Die großflächige Echoregion in der Höhe wird von einem ausgedehnten Gebiet mit leichtem Niederschlag gebildet, das sich stromabwärts ausgebreitet hat.

Im Vertikalschnitt rechts auf der Linie C - D durch die klassische Superzelle lassen die RADAR-Reflexionslinien mit dem Echoüberhang in der Höhe das vertikal nach vorn gekippte Unwetter gut erkennen.

2.4.4 Superzellen-Tornados

Nur etwa 30 % der Superzellen formen Tornados und ihre Entstehung hängt von dynamischen Prozessen ab, die in der Superzelle und in ihrem Umfeld ablaufen. In einer Entwicklungsumgebung mit starker vertikaler Windscherung im Höhenbereich von 0 - 6 km (langer Hodograph) und ausreichend Auftrieb (CAPE) kann sich eine Superzelle mit einer intensiven Meso-Zyklone und starker Rotation in den mittleren Bereichen ausbilden. Initiiert wird der Prozess durch Stream- oder Crosswise Vorticity. Zeigt der Hodograph zusätzlich noch eine signifikante Krümmung in den untersten 0 - 2 km, dann scheinen die Voraussetzungen besonders fördernd für die Entstehung von Tornados zu sein.

Es scheint so, als ob zwei diametral unterschiedliche Prozesse die Tornado-Bildung einleiten. Einerseits wird die tornadoauslösende starke vertikale Vorticity in höheren Wolkenschichten und andererseits in Bodennähe unterhalb ihrer Basis erzeugt.

2.4.4.1 Tornado-Auslösung in höheren Luftschichten

Etwa 50 % der Superzellen-Tornados entstehen in der Wolke und entwickeln sich dann als sichtbarer Wolkenschlauch von ihrer Basis bis zum Erdboden. Dieser Vorgang könnte durch den "Dynamic pipe effect DPE" (s. 2.1.4) ausgelöst werden. Der in mittleren Höhen vorhandene starke zyklonale Wirbel, die Meso-Zyklone, mit ihrem tiefsten Druck im Zentrum, ist durch ein zyklotropisches Gleichgewicht gekennzeichnet. Durch ihre Ränder hindurch wird deshalb keine Luft horizontal aus der Umgebung aufgenommen (kein Entrainment). Die einfachste Art, für den notwendigen Druckausgleich (s. Kontinuitätsgleichung, 2.2.2) zu sorgen, besteht darin, Luft von unten her anzusaugen. Weil diese aber ebenfalls bereits zyklonal rotiert, wird der Divergenz-Term (s. 2.3.3 b)) der vertikalen Vorticitygleichung wirksam. Unterhalb der stärkeren Wirbelbewegung erzeugt die vertikale Streckung der Luftsäule vertikale Massendivergenz und damit Horizontalkonvergenz, so dass die positive vertikale Vorticity zunimmt. Weil dieser Effekt nach unten fortschreitend eine immer stärkere Drehbewegung initiiert, wächst die zyklonale Rotation mit abnehmender Höhe an. Da mit der Horizontalkonvergenz außerdem das Luftpaket schrumpft, nimmt der Durchmesser des Wirbels ab, so dass ein extrem kleinräumiger Wirbel, ein Tornado, entstehen kann. Dieser von oben nach unten zunehmende Rotationsablauf kann auf dem Doppler-RADAR sichtbar werden und zwischen seinem Beginn und der Bildung des Tornados vergehen etwa 20 Minuten.

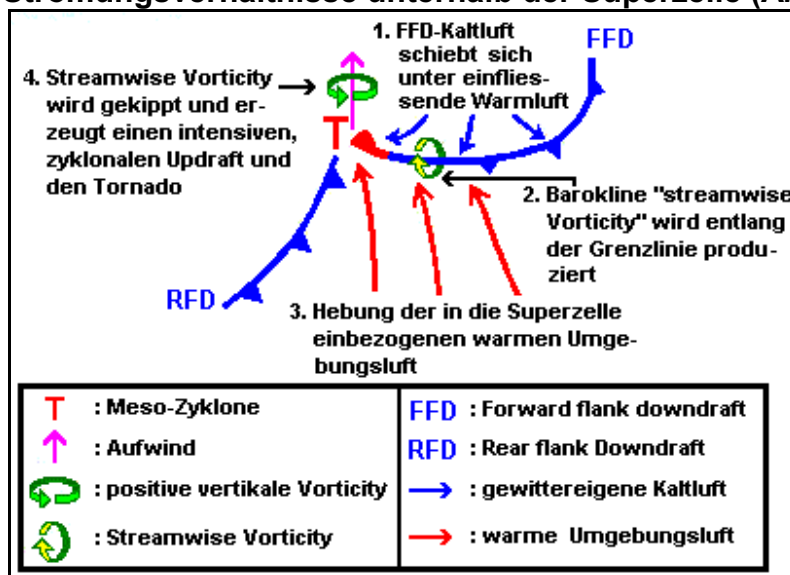
Ein Großtornado besteht also aus einer rotierenden Luftsäule geringer horizontaler Ausdehnung, in deren Zentrum der tiefste Luftdruck herrscht und die Luft aufwärts strömt. Der kräftige horizontale Druckgradient zwischen Umgebungsluft und ihrem Inneren verursacht eine starke adiabatische Abkühlung, so dass der Wasserdampf zu sichtbaren Wolkentröpfchen kondensiert. Der Wirbel wird dann erstmals unmittelbar unterhalb der Wolkenbasis wahrnehmbar und vermag sich dann weiter in Richtung Erdoberfläche fortzupflanzen. Falls es ihm gelingt, sich bis zum Untergrund weiter zu entwickeln und Staub, Sand oder Wasser aufzusaugen, zeigt er sich als visuell gut erkennbarer Tornado oder markante Wasserhose.

2.4.4.2 Tornado-Auslösung in unteren Luftschichten

Dynamische Vorgänge in der bodennahen Umgebung einer Superzelle könnten auch kleinräumige kräftige vertikale, zyklonale Vorticity produzieren, die zur Tornado-Genesis führt.

Strömungsverhältnisse unterhalb der Superzelle (Abb. 27)

Quelle: [20]



Die aus der Superzelle vertikal ausfließende gewittereigene Kaltluft des FFD breitet sich am Erdboden horizontal aus und schiebt sich vorderseitig unter die in das Unwetter einströmende wärmere Umgebungsluft. Die damit einsetzende thermisch direkte Zirkulation - wärmere Luft wird gehoben auf und kältere Luft sinkt ab - produziert entlang der FFD-Grenzlinie Streamwise Vorticity (barokline, horizontale Vorticity, s. 2.3.3 d)), die dann im intensiven Aufwind gekippt und extrem aufwärts beschleunigt wird (s. Abb. 27). Der damit äußerst effektive Divergenz-Term (s. 2.3.3 b)) verstärkt die zyklonale Rotation in tieferen Schichten erheblich. Unterhalb der nun kräftigeren Wirbelbewegung wird durch vertikale Streckung der

Luftsäule vertikale Massendivergenz erzeugt, so dass Horizontalkonvergenz produziert und die positive vertikale Vorticity weiterhin zunimmt. Dieser Effekt kann zum Boden hin fortschreitend eine immer stärkere Drehbewegung initiieren, so dass wahrscheinlich Tornado-Genesis einsetzt.

Auf der einen Seite sind die Wechselwirkungen im Strömungsfeld unterhalb der Superzelle. Die aus ihr vertikal ausfließende gewittereigene Kaltluft des FFD breitet sich am Erdboden horizontal aus und schiebt sich vorderseitig unter die in das Unwetter einströmende warme Umgebungsluft. Die damit einsetzende thermisch direkte Zirkulation - wärmere Luft wird gehoben auf und kältere Luft sinkt ab - produziert entlang der FFD-Grenzlinie streamwise Vorticity (barokline, horizontale Vorticity, s. 2.3.3 d)).

Diese Vorticity wird dann im intensiven Aufwind gekippt und extrem aufwärts beschleunigt (s. Abb. 27). Der damit äußerst effektive Divergenz-Term (s. 2.3.3 d)) erhöht die zyklonale Rotation in tieferen Schichten erheblich. Unterhalb der nun stärkeren Wirbelbewegung wird durch vertikale Streckung der Luftsäule vertikale Massendivergenz erzeugt, so dass Horizontalkonvergenz produziert und die positive vertikale Vorticity weiterhin zunimmt. Dieser Effekt kann zum Boden hin fortschreitend eine immer stärkere Drehbewegung initiieren, so dass wahrscheinlich Tornado-Genesis einsetzt. Das Geschehen wird manchmal sichtbar, wenn sich eine Tail cloud (s. Abb. 10 a)) von Osten her in das Gebiet des Hook echos (s. Abb. 10 b) und 18) ausdehnt. Das Doppler-RADAR-Bild zeigt dann im Modus der Reflextions-/Geschwindigkeitsdarstellung bisweilen eine Ausfluss-Grenzlinie oder eine feines linienförmiges Echo.

Die durch dynamische Wechselwirkungen unterhalb der Superzelle entstehende Streamwise Vorticity offenbart sich aber weder im Strömungsumfeld noch lässt sie sich durch Radiosondenaufstiege nachweisen. Sie verursacht jedoch eine Zunahme der lokalen vertikalen Windscherung sowie Helicity und fördert damit die Stärke der Meso-Zyklone und des potentiellen Tornados. Hat sich die Scherung erstmals erhöht und im Bereich des Hook echos bzw. der Weak echo region (WER) etabliert, dann besteht die Möglichkeit, dass sich in diesem vorticityreichen Umfeld eine ganze Serie von Tornados bilden.

Auf der anderen Seite könnte bodennahe vertikale, zyklonale Vorticity auch durch Bodenreibung erzeugt bzw. verstärkt werden. Der Tornado würde dann in der Nähe des Untergrundes durch das intensivierete Einströmen der Luft in die anfangs schwache Region mit zyklonaler Rotation um eine vertikale Achse entstehen. Die damit zunehmende Horizontalkonvergenz bewirkt über den Divergenz-Term (s. 2.3.3 b)) der vertikalen Vorticitygleichung ein Anwachsen der Drehbewegung des Wirbels.

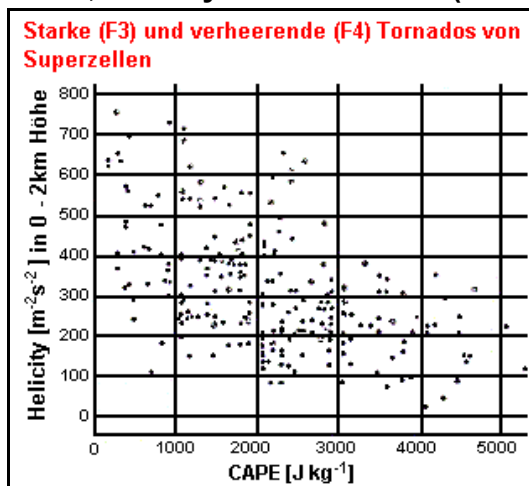
Weil außerdem das bodennahe CAPE und CIN von der Höhe des LFC abhängen, können geringere LFC-Höhen höhere Low-level-CAPE-Werte bedeuten. Die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Superzellen-Tornados wächst dann, weil die mögliche Vertikalbeschleunigung in Bodennähe stärker ist. Höhere LFC-Werte dagegen verursachen auch ein größeres CIN, so dass die Tornado-Wahrscheinlichkeit abnimmt.

Dieses Kapitel beschrieb nur die Entstehung von Superzellen-Tornados. Kurzzeitige Großtromben können sich durchaus auch bei weniger strukturierter und nicht langandauernder Konvektion bilden. Sicherlich spielen dabei ebenfalls dynamische Vorgänge eine entscheidende Rolle, die vertikale Vorticity produzieren.

Fördernd für die Genesis von Superzellen-Tornados zeichnet sich ein Entwicklungsumfeld ab, das durch vertikale Windscherungen, die in 0 - 2 km Höhe durch eine signifikant gekrümmte Hodograph-Linie sichtbar werden (s. 1.3.2, Abb. 12), charakterisiert ist. Sie zeigt das Vorhandensein eines Low-level-jets an und führt oft zur Bildung einer klassischen Superzelle. Superzellen mit Tornados bilden sich deshalb häufig bei mäßiger bis starker vertikaler Windscherung und Helicity sowie einem mäßigen bis starken CAPE (Labilität). Die primäre Rolle von CAPE scheint dabei allein darin zu liegen, Konvektion zu erzeugen und die vertikale Windscherung bestimmt wahrscheinlich die Schwere des Gewitters. Typisch für die hauptsächlichen Tornadoausbrüche in den USA waren mäßige bis hohe CAPE-Werte (1500 - 3500 J kg⁻¹) und eine Helicity von 150 - 450 m² s⁻² (s. Abb. 28). Vereinzelt traten Tornados jedoch auch bei geringerem CAPE und höherer Helicity (Abb. 27 oben links) sowie bei größerem CAPE und kleinerer Helicity (Abb. 28 unten rechts) auf.

CAPE, Helicity und Tornados (Abb. 28)

Quelle:[20]



Typisch für die hauptsächlichen Tornadoausbrüche in den USA waren mäßige bis hohe CAPE-Werte (1500 - 3500 J kg⁻¹) und eine Helicity von 150 - 450 m² s⁻² (s. Abb. 28). Vereinzelt traten Tornados jedoch auch bei geringerem CAPE und höherer Helicity (Abb. 27 oben links) sowie bei größerem CAPE und kleinerer Helicity (Abb. 28 unten rechts) auf.

Helicity : Skalares Produkt der Vektoren der Superzellen-Verlagerung und der Streamwise Vorticity (s. auch 3.1.1.2)

Intensitätsskala von Tornados nach Fujita (Tab. 11)

Stärke	Hauptklasse	Windgeschwindigkeit	Zerstörungskraft
F0	schwach	63 (Bft 8) bis 117 km h ⁻¹	leicht
F1		118 (Bft 12) bis 183 km h ⁻¹	mäßig
F2	stark	184 (Bft 15) bis 255 km h ⁻¹	bedeutend
F3		256 bis 334 km h ⁻¹	heftig
F4	verheerend	335 bis 420 km h ⁻¹	katastrophal
F5		421 bis 514 km h ⁻¹	unglaublich
F6*		515 bis ca. 620 km h ⁻¹	unfassbar

Klassifizierung von Tornados nach Theodore Fujita, ehemaliger Professor der Universität von Chicago

* : Ein F6-Tornado wurde noch nicht beobachtet. Dieses Phänomen würde die stärkste Wettererscheinung darstellen, die auf unserer Erde auftreten könnte.

Wie bereits mehrfach angesprochen, scheint die vertikale Windscherung das dominierende Element zu sein, dass die Dynamik der Superzelle bestimmt. In Verbindung mit ihrer Verlagerung produziert das Unwetter wahrscheinlich genügend Relative Helicity SRH, so dass sich die zyklonale Rotation seiner Meso-Zyklone aus mittleren Höhen bis zum Erdboden durchsetzen kann. Die Stärke der vertikalen Windscherung in der bodennahen Luftschicht von 0 bis 2 km Höhe (0 - 6600 ft agl) hat dabei vermutlich den stärksten unmittelbaren Einfluss auf die Zunahme der Updraft-Rotation von Superzellen-Tornados.

Die beiden nachfolgenden Tabellen (Tab. 12 und 13) zeigen beobachtete (blau) und angenommene (grün) Werte der mittleren vertikalen Windscherung und Helicity in verschiedenen Luftschichten für F2- bis F5-Tornados. Anzumerken ist, dass sich die Helicity dabei durch rasche zeit- und räumliche Schwankungen auszeichnet.

Vertikale Windscherung, Helicity und F2/F3-Tornados (Tab. 12)

Quelle:[30]

F2- und F3-Tornados		
Luftschicht	Mittlere vertikale Windscherung	Helicity (beobachtet/angenommen)
0 - 2 km	13.4	359/317
0 - 3 km	10.5	369/339
0 - 4 km	9.0	378/357

Mittlere vertikale Windscherung [s^{-1}] : Hodographlänge [$m s^{-1}$], dividiert durch die Dicke der Luftschicht [m]
 Helicity [$J kg^{-1}$]
 - beobachtet : Verlagerung der Superzelle nicht berücksichtigt
 - angenommen : Verlagerung Superzelle mit 85 % des Mittelwindes in 0-6 km sowie 20° Rechtsablenkung

Vertikale Windscherung, Helicity und F4/F5-Tornados (Tab. 13)

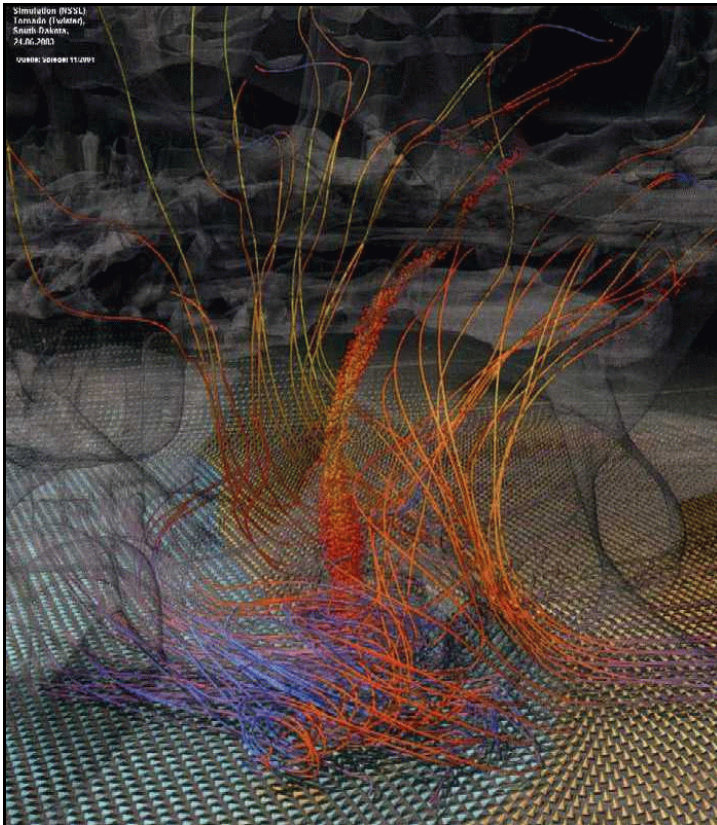
Quelle:[30]

F4- und F5-Tornados		
Luftschicht	Mittlere vertikale Windscherung	Helicity (beobachtet/angenommen)
0 - 2 km	14.7	460/415
0 - 3 km	11.7	519/452
0 - 4 km	10.0	539/478

Legende s. Tab. 12

Das Wochenmagazin "Der Spiegel" berichtete in seiner Ausgabe 11/2004, dass es amerikanischen Wissenschaftlern vom National Severe Storms Lab (NSSL) gelungen sei, eine Großtrombe auf einem Großrechner mit einer Leistung von ca. $4 \cdot 10^9$ Rechenoperationen pro Sekunde) zu simulieren. Es handelt sich dabei um den verheerenden F4-Tornado, einen Twister (s. Legende Abb. 29), der im US-Bundesstaat South Dakota am 24.06.2003 die kleine Ortschaft Manchester vollständig verwüstete.

Simulation des F4-Tornados von Manchester/USA (Abb. 29)



Quelle:[28]

Das Wochenmagazin "Der Spiegel" berichtete in seiner Ausgabe 11/2004, dass es amerikanischen Wissenschaftlern vom National Severe Storms Lab (NSSL) gelungen sei, einen Tornado auf einem Großrechner (ca. $4 \cdot 10^9$ Rechenoperationen pro Sekunde) zu simulieren. Es handelt sich dabei um den verheerenden F4-Tornado, einen Twister, der im US-Bundesstaat South Dakota am 24.06.2003 die kleine Ortschaft Manchester vollständig verwüstete.

Twister : Seltene F4-, F5- Monster-Tornados, die aus mehreren, sich laufend neu bildenden und wieder absterbenden, sich windenden Wolkenschläuchen mit einem Durchmesser bis zu 800 m bestehen können. Solche Tornados sind in der Lage, Stunden anzudauern und Entfernungen über 300 km zurückzulegen..

67 Tornados suchten am 24.06.2003 die östlichen Regionen von South Dakota heim. Zwei Gebiete davon waren besonders betroffen, weil sich dort Tornados bildeten, die Stunden anhielten.

F4-Tornado von Manchester/South Dakota/USA, 24.06.2003 (Abb. 30)



Quelle:[29]

F4-Tornado (Twister), der im US-Bundesstaat South Dakota am 24.06.2003 die kleine Ortschaft Manchester vollständig verwüstete.

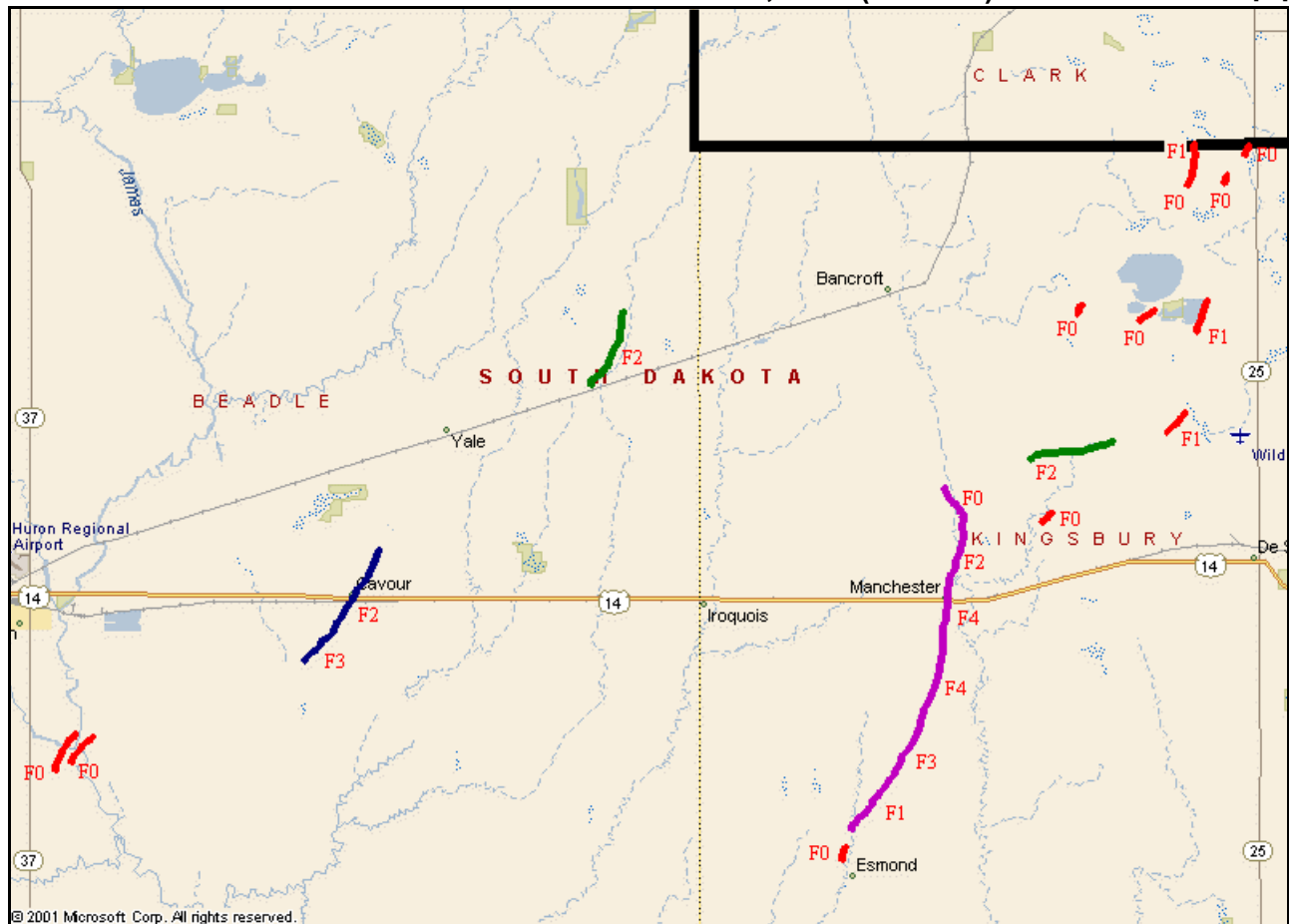
Geographische Lage des USA-Staates South Dakota (Abb. 31)



S.D. : South Dakota (ca. in der Bildmitte und oberen -hälfte)

Tornado-Ausbruch am 24.06.2003 in South Dakota, USA (Abb. 32)

Quelle:[31]



Tornado-Ausbruch am 24.06.2003 in den östlichen Teilen des US-Bundesstaates South Dakota. 67 Großtromben suchten am 24.06.2003 die östlichen Regionen von South Dakota heim. Zwei Gebiete davon waren besonders betroffen, weil sich dort Tornados bildeten, die Stunden anhielten. Die Abbildung 32) zeigt die farbig gekennzeichneten Zugbahnen der nach der Fujita-Skala (s. Tab. 11) klassifizierten Tornados. Die kleine Ortschaft Manchester (rechts) wurde an diesem Tage durch ein F4-Ungeheuer, einen Twister, vollständig verwüstet.

3. Verfahren der Gewitterprognose

3.1 Spezielle Methoden und Labilitätsindizes

Ein Index ist eine Größe, die eine Aussage über das Auftreten vertikal mächtiger konvektiver troposphärischer Vorgänge erlaubt, die vom Schauer bis zum Gewitter und seinen Wetterphänomenen reichen können. Einige spezielle Methoden, die nicht nur den Auftrieb, sondern auch noch das lokale Strömungsumfeld der entstehenden Konvektionszelle erfassen, liefern Hinweise auf die örtliche horizontale Vorticity der bodennahen Luftschicht. Sie erlauben damit eine Aussage über die Bildung einer Meso-Zyklone bzw. die von Multi- und Superzellen und auch Tornados. Die Grundlage dieser und weiterer Verfahren, die meist auf Instabilitätsbetrachtungen nach dem Parcel-Prinzip beruhen, aber beim KO-Index auch die potentielle Labilität berücksichtigen, basieren auf den TEMP-Daten und lassen sich fast alle mit Computerprogrammen berechnen und darstellen.

Die meisten der Labilitätsindizes sind in mittleren Breiten nur für die warme Jahreszeit gültig, weil hier Gewitter und besonders Schwergewitter vorherrschend im Sommer auftreten.

Um die thermische Schichtung der Troposphäre bestimmen zu können, genügt es meist, die vertikale Temperatur- und Feuchteverteilung der unteren und mittleren Troposphäre zu untersuchen. Viele der nachfolgend aufgeführten Indizes stellen deshalb Verfahren dar, welche die Labilitäts- und/oder Feuchteverhältnisse vom Erdboden bis in die mittlere Troposphäre - also etwa bis 500 hPa - erfassen. Stabilisierende Prozesse, die oberhalb von 500 hPa auftreten, werden dabei vernachlässigt.

3.1.1 Vorhersage von Multi-, Superzellen und Tornados

3.1.1.1 Indizes des Strömungsumfeldes

Die vertikale Windscherung im unmittelbaren Umfeld einer sich entwickelnden Konvektionszelle bestimmt maßgeblich ihre strukturelle Entwicklung (Einzel-, Multi- oder Superzelle) und damit ihre Stärke und Langlebigkeit. Besonders relevant ist dabei die Erkennung Superzellen, weil Superzellen aufgrund ihres rotierenden Updrafts (Meso-Zyklone) meist als besonders langlebige Schwergewitter in Erscheinung treten.

Mit den beiden Größen SRDS und MSI existieren es zwei Parameter, die eine Abschätzung des Rotationspotentials eines Gewitters ermöglichen.

3.1.1.1.1 Storm Relative Directional Shear SRDS

Die Storm Relative Directional Shear SRDS ist ein Maß für die bodennahe horizontale Vorticity und damit ein Indikator für die Entwicklung einer Meso-Zyklone. Die Größe SRDS stellt die Richtungsänderung des Windes in der bodennahen Luftschicht von der Erdoberfläche bis 3000 m über Grund dar und berechnet sich als Differenz dieser beiden Windrichtungen.

Storm Relative Directional Shear (Tab. 14, Form. 23)

Quelle: [40]

SRDS	Scherung	$SRDS = d_{Boden} - d_{3000} \text{ (grad)}$
< 30°	schwach	d_{Boden} : Windrichtung des Bodenwindes d_{3000} : Windrichtung in 3000 m ü. G.
30 - 59°	etwas	Starke SRDS kann zu einem Gewitterumfeld führen, das günstig für die Entstehung von Tornados ist. Mesoskalige Einflüsse jedoch beeinflussen die Größe SRDS signifikant. Windrichtungsänderungen in Bodennähe erzeugen Helicity. Eine Rechtsdrehung des Windes ist mit Warmluftadvektion verbunden.
60 - 89°	mäßig	
≥ 90°	stark, Tornados möglich	

Starke SRDS kann zu einem Gewitterumfeld führen, das günstig für die Entstehung von Tornados ist, jedoch können mesoskalige Einflüsse diese Größe signifikant verändern. Auch erzeugen Windrichtungsänderungen in Bodennähe Helicity und Warmluftadvektion bewirkt eine Rechtsdrehung des Windes.

3.1.1.1.2 Mean Storm Inflow MSI

Der MSI bildet das Strömungsumfeld eines ziehenden Gewitters ab. Dazu gehören einerseits das vertikale Windfeld in seinem unmittelbaren Umfeld, der Zustrom oder Inflow, und andererseits seine Verlagerung. Der Zustrom (Inflow) stellt den Vektor des Mittelwindes der Windwerte der Höhen 0 - 500, 1000, 1500, 2000 und 3000 m über Grund dar und die Größe MSI berechnet sich dann als Differenz des Gewitterverlagerungs- und dieses Mittelwindvektors.

Multizellen bilden sich häufig in einem Umfeld mit einem schwachen Zustrom (Inflow) an Luft (< 20 kn) und Superzellen benötigen meist signifikante Zustromwerte (> 20 kn), um einen rotierenden Updraft, eine Meso-Zyklone, zu entwickeln.

Mean Storm Inflow MSI (Tab. 15, Form. 24)

Quelle: [41,42]

MSI [kn]	Indikator für	$MSI = \vec{v}_m - \vec{C} [kn]$ \vec{v}_m : Mittlerer Windvektor der Umgebungsluft (Inflow) des Gewitters; Berechnung aus den Windwerten der Höhen 0 - 500, 1000, 1500, 2000 und 3000 m über Grund \vec{C} : Vektor der Gewitterbewegung; bzgl. des Mittelwindes ($d_m, f_m [kn]$) von 0 - 6 km Höhe ergibt sich eine Anfangsbewegung \vec{C} mit 30° von d_m rechtsabgelenkt und 75 % von $f_m [kn]$; danach Doppler-RADAR-Daten verwenden
< 20	Multizelle	
> 20	Superzelle (Meso-Zyklone)	

3.1.1.2 Wet Bulb Zero Height WBZ

Die Wet Bulb Zero Height WBZ, die Höhe der Nullgradgrenze der Pseudo-Feuchttemperatur t_{sw} ist ein Indikator für Tornados und spielt beim Schmelzprozess von Hagelkörnern (s. 3.3.2) eine Rolle. Die WBZ zeigt näherungsweise die Höhe als Druckfläche an, ab der die fallenden Hagelkörner zu schmelzen beginnen und der Downdraft startet.

Wet Bulb Zero Height WBZ (Tab. 16)

Schwellenwert WBZ	Indikator für	Die Wet bulb temperature oder Pseudo-Feuchttemperatur ist die Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, wenn es feuchtadiabatisch vom HKN bis zum Ausgangsniveau gebracht wird. Der Schnittpunkt dieser speziellen Feuchtadiabate mit der 0 °C-Isotherme ist die WBZ.
7000 bis 9000 ft ü. G.	Tornados	
5000 bis 12000 ft ü.G.	großer Hagel	

Quelle: [11, 32, 41]

3.1.1.3 Bulk Richardson Number BRN

Superzellen, die lang anhaltenden Schwergewitter, können sich 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 (langer Hodograph).

Die Bulk Richardson Number BRN, ein Index, der beide Parameter beinhaltet, erfasst über CAPE den Grad der Labilität und mit dem Parameter s (s. Form. 25) die Stärke der vertikalen Windscherung. Die BRN ermöglicht deshalb als Verhältnis von Auftriebsintensität zum Quadrat der vertikalen Windscherung eine Aussage über das Auftreten von Superzellen. Als Relation der konvektiven verfügbaren Energie CAPE zur kinetischen Energie ist sie eine dimensionslose Zahl.

Je nach dem, welcher der beiden CAPE-Werte, CAPE(KKN) oder CAPE(LFC), zur Berechnung benutzt wird, erhält man die Größe BRN(KKN) oder BRN(LFC).

Bulk Richardson Number BRN (Tab. 17, Form. 25)

Quelle: [6, 12, 15]

$BRN = 2 \frac{CAPE}{s^2} [m s^{-1}]$		Bulk Richardson Number BRN		
		Schwellenwert		Schwergewitter
BRN	Bulk Richardson Number [m s ⁻¹]	< 10	grün	unwahrscheinlich
CAPE	Convective Available Potential Energy [J kg ⁻¹]	10 bis 30	blau	Superzelle möglich ?
	vertikale Windscherung; $s = u - w$ [m s ⁻¹]	30 - 50	violett	?
	Mittel der Windgeschwindigkeit in der Luftschicht vom Erdboden bis 6 km (20000 ft) Höhe, mit Luftdichte gewichtet [m s ⁻¹]	> 50	rot	Multizelle möglich ?
s	u			
	w	?: noch nicht definiert		
	repräsentative Windgeschwindigkeit in der Reibungsschicht bis 500 m Höhe [m s ⁻¹]			

Betrachtet man die Gleichung 25 etwas näher, ergibt sich ein hohes BRN bei großer Labilität und/oder geringer Scherung und ein kleines BRN bei schwacher Instabilität und/oder starker Windscherung. Im Einzelnen gelten dann folgende Aussagen:

a) BRN-Werte unter 10 (s. Tab. 17)

Liegen starke vertikale Windscherungen und ein kleines CAPE vor, kann die Scherung deshalb bei dem damit existierenden geringen Auftrieb viel zu hoch sein, um einen kräftigen Updraft zu formen.

Bei ausreichender Labilität (CAPE) jedoch besteht die Möglichkeit, dass sich trotzdem Gewitter entwickeln. Wenn dieser Fall eintritt, können aufgrund der starken Scherung sogar Superzellen entstehen.

b) BRN-Werte um 45 oder etwas weniger

Die Labilität ist hoch genug, so dass die immer noch kräftige vertikale Windscherung den entscheidenden Entwicklungsfaktor für einen rotierenden Aufwindstrom (Meso-Zyklone) darstellt.

c) BRN-Werte von 50 oder wenig mehr

Bei diesen Werten bilden sich meist Multizellen, weil aufgrund des starken Auftriebes (hohes CAPE) und der schwachen vertikalen Windscherung mehrere, nicht stetige Updrafts entstehen. Aber auch diese Zellen vermögen als Unwetter in Erscheinung zu treten. Außerdem kann bei diesen Wetterbedingungen das Vorkommen von Superzellen aus den nachstehenden zwei Gründen nicht vollständig ausgeschlossen werden. Erstens könnte die rasche vertikale Streckung einer Luftsäule aufgrund der in einem kräftigen Updraft (hohes CAPE) beschleunigt aufsteigenden Luftpakete genügend Horizontalkonvergenz erzeugen, um vertikale Vorticity zu produzieren. Weil damit die den Entstehungsprozess von Superzellen einschränkende geringere Windscherung ausgeglichen wird, können sich nun sogar starke Meso-Zyklonen bilden.

Zweitens ist es möglich, dass Wechselwirkungen zwischen Gewittern und/oder Orographie zu einer Zunahme der vertikalen Windscherung führen. Dadurch kann ein Umfeld entstehen, das die Entstehung von Superzellen gerade dann besonders fördert, wenn diese Unwetter nicht erwartet werden (z.B. bei hohen BRN-Zahlen).

d) Wesentlich größere BRN-Werten als 50

Wetterlagen mit wesentlich größere BRN-Werten als 50 unterstützen im allgemeinen die Bildung von Superzellen nicht.

Gewitter-Grundformen und Bulk Richardson Number BRN (Abb. 33)

Quelle: [19]

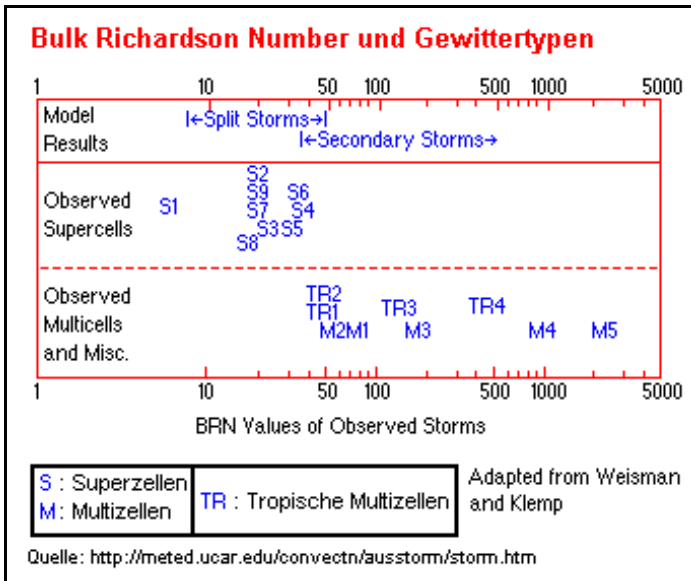


Abb. 33 enthält beobachtete und mit numerischen Modellen berechnete Multi- und Superzellen in Abhängigkeit von der Bulk Richardson Number BRN.

Allgemein gilt, dass beobachtete Multizellen bei BRN > 50 entstehen, während Superzellen, die sich grundsätzlich nur bei stärkeren vertikalen Windscherungen ausbilden, BRN-Werte von 10 - 50 aufweisen. Es existiert jedoch eine BRN-Schnittmenge, in der CAPE und vertikale Windscherung die Entwicklung beider Gewittertypen unterstützen.

Dominante physikalische Bildungsprozesse der Gewittergrundtypen (Tab.18)

Quelle: [19]

Dominanter Prozess	Günstige Bedingungen	Grundtyp	Vorhersageparameter
Auftrieb	<ul style="list-style-type: none"> mäßiger bis starker Auftrieb schwache vert. Windscherung 	Einzelzelle	CAPE (mäßig bis stark)
Wechselwirkungen von Kaltluftsee und vertikaler Windscherung begünstigen die Entwicklung neuer Zellen auf der Seite mit pos. vert. Scherung (Down shear side, s. 1.3.1.2) des Kaltluftsees in einem homogenem Umfeld	<ul style="list-style-type: none"> mäßiger bis starker Auftrieb vert. Windscherung in 0 - 2/3 km Höhe von 20 - 40 kn Hodographlänge in 0 - 2/3 km von 20 kn Hodographlänge in 0 - 2/3 km von 40 kn bei lang andauernden Multizellen 	Multizelle	<ul style="list-style-type: none"> CAPE mäßig bis stark BRN > 50
Wechselwirkungen zwischen Updraft und vertikaler Windscherung führen zu Vorgängen, die eine Rotation des Updrafts initiieren	<ul style="list-style-type: none"> mäßiger bis starker Auftrieb Hodographlänge in 0 - 4/6 km von 50 kn fördert wahrscheinlich die Entwicklung von Superzellen vert. Windscherung in 0 - 3 km von 40 - 50 kn und eine gerade Hodographlinie bedeuten Bildung innerhalb einer Stunde zyklonal/antizyklonal gekrümmte Hodographlinien unterstützen Rechtsablenkung der Zugrichtung von Superzellen 	Superzelle	<ul style="list-style-type: none"> CAPE mäßig bis stark BRN 10 bis 50 $SRH > 100$ in 0 - 2/3 km Geschwindigkeit der in Superzelle relativ einströmenden Luft in 0 - 2 km ≥ 20 kn Wind in 800 - 350 hPa ≥ 25 kn für Bildung klassische Superzelle

Die Tabelle 18 beschreibt zusammenfassend noch einmal die in der Umgebung von Gewittern ablaufenden dynamischen Prozesse sowie die Verhältnisse ihres Umfeldes, die ihre Entstehung fördern.

Die Tabelle 18 beschreibt zusammenfassend noch einmal die in der Umgebung von Gewittern ablaufenden dynamischen Prozesse sowie ihre Umfeld-Verhältnisse, die ihre Entstehung fördern. Dieser Zusammenhang wird auch aus der Grafik 33 ersichtlich, die beobachtete und mit numerischen Modellen berechnete Multi- und Superzellen in Abhängigkeit von der Bulk Richardson Number BRN enthält. Grundsätzlich gilt, dass beobachtete Multizellen bei $BRN > 50$ entstehen, während Superzellen, die sich prinzipiell nur bei stärkeren vertikalen Windscherungen bilden, BRN-Werte von 10 - 50 aufweisen. Es existiert jedoch ein BRN-Übergangsbereich, in dem CAPE und vertikale Windscherung die Entwicklung beider Gewittertypen unterstützen.

3.1.1.4 Storm Relative Helicity SRH

Die klassische Superzelle, die als Antriebsmotor eine Meso-Zyklone, den rotierenden Aufwindstrom, aufweist, bildet sich dann, wenn die in die Konvektionszelle einströmenden Luftpakete horizontale Vorticity mit einer parallel zur Strömung verlaufenden Rotationsachse, also "Streamwise Vorticity" besitzen. Das skalare Produkt der Vektoren von Streamwise Vorticity und Superzellen-Verlagerung heißt Helicity oder "Storm relative helicity SRH" und wird meist für eine gegebene vertikale Schichtdicke der Luft als Summe ihrer Einzelwerte berechnet und in Joule pro Kilogramm angegeben. Die SRH beschreibt als relative Größe über die horizontale Scherungsvorticity nur die potentielle Rotationsbewegung des Updrafts und ermöglicht deshalb eine Aussage über die Auftrittswahrscheinlichkeit von klassischen Superzellen und der Stärke ihrer Tornados. Weil die SRH der untersten Schichten die Dynamik des Gewitters entscheidend beeinflussen, wird nicht nur die SRH von 0 bis 3 km (s. Form. 27), sondern auch die von 0 bis 2 km und von 0 bis 3 km Höhe berechnet.

Storm Relative Helicity SRH (Tab. 19, Form. 26)

Quelle: [6,18, 32, 42]

Schwellenwert	Superzellen-Tornados	$SRH = - \int_0^z \vec{e}_z \cdot (\vec{v}_m - \vec{C}) \times \frac{d\vec{v}}{dz} dz [J kg^{-1}]$ <p> z : Schichtdicke, meist 0 bis 3 km agl \vec{e}_z : Vertikaler Einheitsvektor \vec{v}_m : Mittelwindvektor der untersten 3 km (s. Tab. 15) \vec{C} : Vektor der Gewitterverlagerung; bzgl. des Mittelwindes (d_m, f_m [kn]) von 0 - 6 km Höhe ergibt sich eine Anfangsbewegung \vec{C} mit 30° von d_m rechtsabgelenkt und 75 % von f_m [kn]; danach Doppler-RADAR-Daten verwenden $\vec{e}_z \times d\vec{v}/dz$: Horizontale Vorticity </p>
150	ungefährer Schwellenwert für die Entwicklung von Superzellen	
150 bis 299	schwach: F0, F1	
300 - 449	stark: F2, F3	
> 450	verheerend: F4, F5	

3.1.1.5 Energy Helicity Index EHI

Der EHI-Index, ein Produkt aus CAPE und SRH, wird in den USA operationell zur Vorhersage von Superzellen-Tornados eingesetzt. Für den EHI gelten die gleichen Einschränkungen, die auch für CAPE und vertikale Windscherung von Bedeutung sind. Ein hohes CAPE führt deshalb z.B. zu einer Fehlinterpretation des EHI. Auch der CIN-Index zeigt manchmal die gleichen Auswirkungen. Andererseits wird bei kleinem CAPE und starker vertikaler Windscherung das Tornadopotential unterbewertet. Weil die auf Beobachtungswerten beruhenden Unwetterklassen Überschneidungen zeigen, erweist sich diese für signifikante Tornados oft sehr effektive Prognosegröße EHI nicht immer als aussagekräftig, um zwischen tornadoproduzierenden Superzellen, und solchen, die es nicht tun, zu unterscheiden.

Energy Helicity Index EHI (Tab. 20, Form. 27)

Quelle: [33]

Schwellenwert	Superzellen-Tornados	$EHI = \frac{CAPE \cdot SRH}{1.6 \cdot 10^5} \text{ [J kg}^{-1}\text{]}$ CAPE : Convective available potential energy [J kg ⁻¹] vom LFC bis zur Gleichgewichtshöhe O ₂ SRH : Storm relative helicity von 0 bis 3 km
< 0.8	unwahrscheinlich	
0.8 bis 1	schwache Tornados: F0, F1	
1 bis 4	starke Tornados: F2, F3	
> 4	verheerende Tornados: F4, F5	

3.1.1.6 Vorticity Generation Parameter VGP

Der VGP-Index, ein Tornado-Vorhersageparameter, das Produkt von vertikaler Windscherung der untersten 3 km und der Quadratwurzel aus CAPE, erfasst als Vertikalbeschleunigung den Anteil an horizontaler Vorticity in 0 - 3 km Höhe, der unterhalb des Superzellen-Updrafts über ihren Drehterm in vertikale Vorticity umgewandelt werden kann. Das Auftreten von signifikanten Superzellen-Tornados (F1 bis F5) ist bei VGP-Werten von weniger als 0.3 selten, zwischen 0.3 und 0.6 wird dieses Ereignis immer wahrscheinlicher und oberhalb von 0.6 werden sie höchstwahrscheinlich vorkommen.

Vorticity Generation Parameter VGP (Tab. 21, Form. 28)

Quelle: [34]

VGP	Superzellen-Tornados F1 bis F5	$VGP = s \sqrt{CAPE} \text{ [m s}^{-2}\text{]}$ CAPE : Convective available potential energy [J kg ⁻¹] vom LFC bis zur Gleichgewichtshöhe O ₂ (s. Abb. 1, 2, 3, 5, 6) s : Mittlere vertikale Windscherung [s ⁻¹]; Hodographlänge [m s ⁻¹] dividiert durch die Dicke [m] der Schicht der vertikalen Windscherung (0 - 3 km)
< 0.3	selten	
0.3 bis 0.6	zunehmend wahrscheinlich	
> 0.6	möglich	

3.1.1.7 SWEAT-Index

Der SWEAT-Index (Severe Weather ThrEAT, Schwergewitter-Gefährdung) basiert auf dem Total-Totals-Index TT (s. 3.1.2.5) und berücksichtigt die Windgeschwindigkeit in 850 und 500 hPa sowie den Scherwind zwischen diesen beiden Druckflächen. Weil damit nicht nur der Grad der Labilität, sondern auch noch die vertikale Windscherung, die notwendige Voraussetzung für die Entwicklung von Multi- und Superzellen, mit einbezogen wird, stellt der SWEAT-Index eine weitere Möglichkeit zur Vorhersage von Schwergewittern dar.

SWEAT-Index (Tab. 22, Form. 29)

Quelle: [6, 12]

SWEAT = $12 t_{d850} + 20(TT - 49) + 4 v_{850} + 2 v_{500} + 125 s_{850/500}$

$$s = \sqrt{(v_{x850} - v_{x500})^2 + (v_{y850} - v_{y500})^2}$$

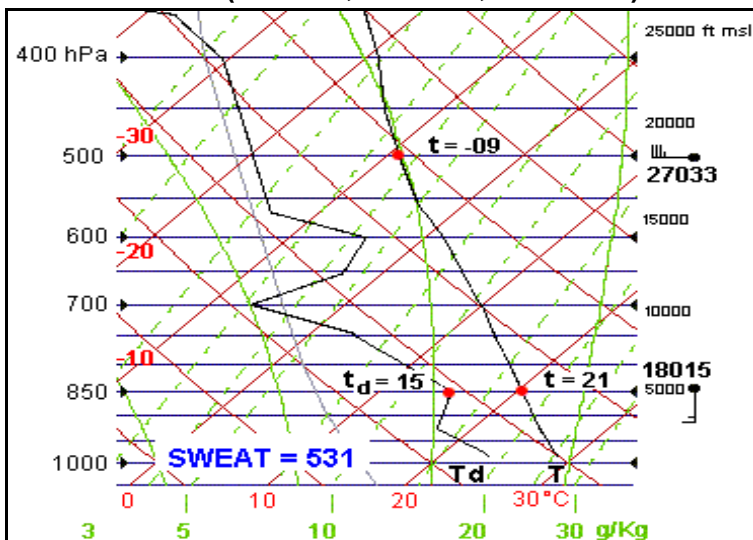
$v_{y850} = \sin(d_{850} - 180) v_{850}$; $v_{y500} = \sin(d_{500} - 180) v_{500}$ ☞ Ost- (-), Westrichtung (+)

$v_{x850} = \sin(d_{850} - 180) v_{850}$; $v_{x500} = \sin(d_{500} - 180) v_{500}$ ☞ Süd- (+), Nordrichtung (-)

Sweat	Severe weather threat, Schwergewitter-Gefährdung	SWEAT		Schwergewitter
		t_{d850}	Taupunkt [°C] in 850 hPa	< 39
TT	Total-Totals-Index [°C]	39 - 46	blau	möglich
v_{850}	Windgeschwindigkeit [m s ⁻¹] in 850 hPa	> 46	violett	ja, Tornados möglich
v_{500}	Windgeschwindigkeit [m s ⁻¹] in 500 hPa	Die Schwellenwerte sind für die ersten beiden Terme von Form. 30 um den Faktor 10 zu klein. Sie stimmen auch nicht mit den amerikanischen Werten (s. Tab. 23, unten) überein.		
d_{500}	Windrichtung (Grad) in 500 hPa			
d_{850}	Windrichtung (Grad) in 850 hPa			
$s_{850/500}$	Vertikale. Windscherung oder Scherwind; vektorielle Differenz zwischen Wind in 850 und 500 hPa			

SWEAT-Index (Tab. 23, Abb. 34, Form. 30)

Quelle:[6]



Beispiel SWEAT (USA), Form. 30

Der SWEAT-Index von 531 (s. Abb. 34) wurde mit folgenden Werten berechnet:

$t_{d850} = 15 \text{ °C}$ $v_{500} = 33 \text{ m s}^{-1}$
 $TT = 54$ $d_{500} = 270^\circ$
 $v_{850} = 15 \text{ m s}^{-1}$ $d_{850} = 180^\circ$

$$SWEAT = 12 t_{d850} + 20(TT - 49) + 4 v_{850} + 2 v_{500} + 125(\sin(d_{500} - d_{850}) + 0.2)$$

Sweat	Schwergewitter
< 300	nein
300 - 400	möglich
> 400	ja, Tornados möglich

3.1.2 Indizes zur Erkennung von Nicht-Superzellen-Gewittern

Die nachfolgend aufgeführten Indizes, Similae-, K-, S-, Steinbeck- und Total-Totals (TT), erlauben eine Aussage über die Auftrittswahrscheinlichkeit von Nicht-Superzellen-Gewittern. Diese Parameter sollten nicht verwendet werden, wenn Hebungs Vorgänge und damit Veränderungen der statischen Stabilität im Vorhersagezeitraum zu erwarten sind.

3.1.2.1 K-Index

Mit Temperatur und Taupunkt von 850 und 500 hPa wird beim K-Index der vertikale Temperaturgradient zwischen 850 und 500 hPa und der Feuchtegehalt erfasst.

K-Wert (Tab. 24, Form. 31)

$K = (t_{850} - t_{500}) + t_{d_{850}} - D_{d_{700}} \quad [^{\circ}\text{C}]$		K-Wert	Gewitter (TS)
K	Eintrittswahrscheinlichkeit von Gewittern	< 15	0 %
t ₈₅₀	Temperatur [°C] in 850 hPa	18 und 19	20 % TS unwahrscheinlich
t ₅₀₀	Temperatur [°C] in 500 hPa	20 bis 25	35 % vereinzelt (isolated)
td ₈₅₀	Taupunkt in [°C] in 850 hPa	26 bis 29	50 % verstreut (scattered)
D ₇₀₀	Taupunktdifferenz [°C] in 700 hPa	30 bis 35	85 % zahlreiche (numerous)
Quelle: [1]		> 36	100 %

3.1.2.2 S-Index

Der S-Index berechnet sich aus Temperatur- und Taupunktswerten der Druckflächen 850, 700 sowie 500 hPa und bezieht über den Korrekturwert KOR die statische Stabilität zwischen 850 und 500 hPa halbwegs mit ein.

S-Index (Tab. 25, Form. 32)

Quelle: [1, 9]

$S = 2(t_{850} - t_{500}) - (t_{850} - t_{d_{850}}) - (t_{700} - t_{d_{700}}) - KOR$			
S	Häufigkeit von Gewittern	KOR	Korrekturwert, abhängig von der Temperaturdifferenz t ₈₅₀ - t ₅₀₀
t ₈₅₀	Temperatur [°C] in 850 hPa	KOR = 2, wenn 25 > (t ₈₅₀ - t ₅₀₀) > 22	
t _{d850}	Taupunkt in [°C] in 850 hPa	KOR = 6, wenn (t ₈₅₀ - t ₅₀₀) ≤ 22	
t ₇₀₀	Temperatur in [°C] in 700 hPa	S ≤ 39	keine Gewitter
t _{d700}	Taupunkt [°C] in 700 hPa	39 < S ≤ 46	vereinzelt Gewitter
t ₅₀₀	Temperatur [°C] in 500 hPa	S > 46	zahlreiche Gewitter

3.1.2.3 Similae-Index

Der Similae-Index erkennt über das KKN den vertikalen Temperaturgradienten zwischen 850 und 500 hPa und berücksichtigt über den Korrekturwert KOR den mittleren Feuchtegehalt der unteren Troposphäre.

Similae-Index (Tab. 26, Form. 33)

Quelle: [12, 15]

$SIMI = \left(\frac{t_{Fa} - t_{500}}{t_{Fa} - t_{Ta}} \right) 10 + KOR$		Schwellenwert		Gewitter
SIMI	Eintrittswahrscheinlichkeit für Luftmassengewitter	< 1	weiß	ve reinzelt (isolated)
t _{Fa}	Temperatur [°C] des Schnittpunktes der Feuchtadiabate durch das KKN mit der Druckfläche 500 hPa	1	grün	wenige (few)
t ₅₀₀	Temperatur [°C] in 500 hPa	2	blau	verstreut (scattered)
t _{Ta}	Temperatur [°C] des Schnittpunktes der Trockendiabate durch das KKN mit der Druckfläche 500 hPa	3	violett	zahlreich (numerous)
KOR	Korrekturwert, der die mittlere relative Luftfeuchte U _m (%) zwischen Boden und 700 hPa berücksichtigt	≥ 4	rot	verbreitet (widespread)
$KOR = 0.2 (U_m - 60)$				

3.1.2.4 Steinbeck-Regel

Die Steinbeck-Regel erfasst den vertikalen Temperaturgradienten und den Feuchtegehalt der unteren Troposphäre über drei Bedingungen, die zur Gewitterbildung (TS) alle erfüllt sein müssen.

Steinbeck-Regel (Tab. 27)

Quelle: [9]

t ₈₅₀	Temperatur [°C] in 850 hPa	TS treten nur auf, wenn die nachfolgenden 3 Bedingungen alle gleichzeitig erfüllt sind:
t ₇₀₀	Temperatur [°C] in 700 hPa	
t ₅₀₀	Temperatur [°C] in 500 hPa	
D ₈₅₀	Tauspunktdifferenz [K] in 850 hPa	
D ₇₀₀	Tauspunktdifferenz [K] in 700 hPa	
		(t ₈₅₀ - t ₅₀₀) > 25 °C
		(D ₈₅₀ + D ₇₀₀) < 7 K
		t _{d850} > -2 °C

3.1.2.5 Total-Totals-Index TT

Der Total-Totals-Index TT setzt sich aus dem Cross Total (CT) und dem Vertical Total (VT) zusammen. Der CT berücksichtigt als Unterschiedsbetrag von Taupunkt in 850 hPa und Temperatur in 500 hPa die Auftriebsstärke eines Luftpaketes in feuchter Umgebungsluft.

Der VT bildet als Differenz der Temperaturen von 850 hPa und 500 hPa den vertikalen Temperaturgradienten zwischen diesen beiden Druckflächen ab.

TT ergibt sich dann als Summe von CT und TT.

Total-Totals-Index TT (Tab. 28, Form. 34)

Quelle: [8,9]

$TT = t_{850} + t_{d_{850}} - 2 t_{500} \text{ [}^\circ\text{C]}$		
TT	Eintrittshäufigkeit von TS	Total-Totals-Index
t_{850}	Temperatur [°C] in 850 hPa	$TT \leq 46$
t_{500}	Temperatur [°C] in 500 hPa	$46 < TT \leq 49$
td_{850}	Taupunkt in [°C] in 850 hPa	$49 < TT \leq 52$
		$52 < TT \leq 55$
		$TT > 55$
		Gewitter
		kein
		isoliert
		vereinzelt
		häufig
		zahlreich

3.1.3 Gewitterindizes bei bedingt labiler Schichtung

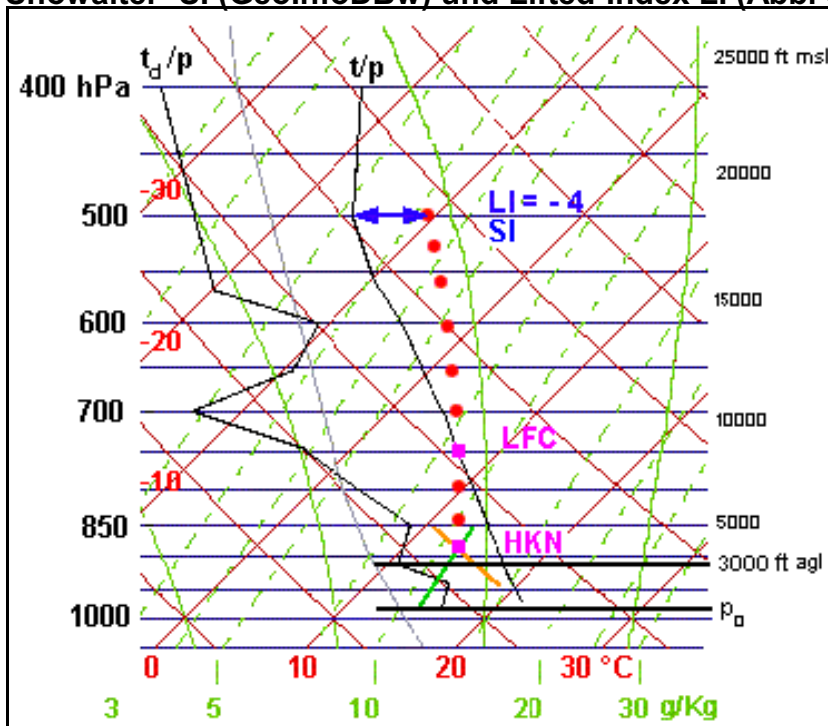
Zur Vorhersage von möglichen konvektiven Vorgängen bei bedingt instabiler Schichtung wurden der Showalter- (SI), Lifted- (LI) und der modifizierte Lifted-Index (MLI) eingeführt. Hier wird ein virtuelles Luftpaket betrachtet, das bis zum HKN trockenadiabatisch und dann anschließend feuchtadiabatisch bis 500 hPa aufsteigt. Zeigt das Luftquantum in diesem Niveau eine höhere Temperatur als die Umgebungsluft (TEMP), so ist die Schichtung bedingt labil. Der Grad der Instabilität oder die Intensität der Konvektion wächst dann mit zunehmender Temperaturdifferenz.

3.1.3.1 Showalter-Stabilitäts-Index SI

Beim Showalter-Stabilitäts-Index SI, einer in den USA häufig benutzten Größe (National Weather Service, USAF Air Weather Service und Navy-Forecastern) wird ein fiktives HKN im Druckniveau 850 hPa angenommen, so dass lokale Einflüsse der bodennahen Luftschicht vernachlässigt werden. Der Parameter SI sollte allerdings nicht verwendet werden, wenn eine kräftige Inversion zwischen 850 und 500 hPa vorhanden ist.

Showalter- SI (GeolInfoDBw) und Lifted-Index LI (Abb. 35)

Quelle:[6, 13]



LCL (HKN)

Lifting Condensation Level, Hebungs-kondensationsniveau HKN. Beim LI wird das LFC mit einem mittleren Mi-schungsverhältnis r_m gebildet und beim SI werden Temperatur und Taupunkt von 850 hPa benutzt, um ein fiktives HKN zu erhalten (nicht in der Grafik erkennbar).

LFC

Level of Free Convection, Niveau der freien Konvektion (NFK); Höhe, ab der sich eine in die Schichtwolke einge-lagerte Quellwolke bildet.

LI

Lifted Index

SI

Showalter-Index

p_0

Bodendruck

1. Manuelles Verfahren (Showalter-Stabilitäts-Index SI)

Quelle: [3, 5, 13]

- 1.1 Mit Temperatur und Taupunkt von 850 hPa wird das HKN_{850} bestimmt.
- 1.2 Der Schnittpunkt der Feuchtadiabate durch das HKN_{850} mit dem Druckniveau 500 hPa ergibt die Temperatur t_{pa} .
- 1.3 Der SI-Wert wird dann als I-Wert mit der Formel 35 berechnet und die Stärke der konvektiven Aktivität aus der Tabelle 29 ermittelt.

Stabilitäts-Index I (Form. 35)

$$I = t_T - t_{pa} \text{ [}^\circ\text{C]}$$

- I : Stabilitätsindex [°C] für SI und LI gültig
- t_T : Temperatur [°C] des TEMP in 500 hPa (TEMP-Temperatur)
- t_{pa} : Temperatur [°C] des Luftpaketes; Schnittpunkt der Feuchtadiabate durch das HKN mit der Isobare 500 hPa

2. Berechnung von t_{pa} nach Showalter (Form. 36)

- 2.1 Mit Temperatur und Taupunkt der 850 hPa-Fläche lassen sich die Werte des HKN und mit diesen Parametern die Temperatur t_{pa} des feuchtadiabatisch vom HKN bis 500 hPa aufsteigenden Luftpaketes berechnen.
- 2.2 Anschließend wird mit der Formel 35 der Index I und mit I aus der Tabelle 29 die konvektive Aktivität nach Showalter ermittelt.

$$t_{pa} = \left(T_{HKN} + (p_{HKN} - 500) \left(C_{10} + C_{11} r_{HKN} - \frac{C_{12} r_{HKN}}{T_{HKN}} - C_{13} p_{HKN} \right) \right) - 273.15 \text{ [}^\circ\text{C]}$$

$$T_{HKN} = T_{d850} - (T_{850} - T_{d850}) \left(C_5 + \frac{C_6}{T_{850}} + C_7 T_{d850} \right) \text{ [K]}$$

Quelle: [4, 8]

$$p_{HKN} = 850 \left(\frac{T_{HKN}}{T_{850}} \right)^{\frac{c_p}{R_d}} \text{ [hPa]}$$

Form. 36

$$E_{HKN} = C_1 e^{\frac{C_2 t_{HKN}}{C_3 + t_{HKN}}} \text{ [hPa]}$$

$$r_{HKN} = \frac{R_d}{R_w} \frac{E_{HKN}}{p_{HKN} - E_{HKN}}$$

- 500 : Druckniveau 500 hPa
- 850 : Druckniveau 850 hPa
- r_{HKN} : Mischungsverhältnis im HKN
- E_{HKN} : Sättigungsdampfdruck [hPa] im HKN
- T_{850} : Temperatur [K] in 850 hPa
- T_{d850} : Taupunkt [K] in 850 hPa
- e : Basis des natürlichen Logarithmus; $e = 2.71828\dots$

- t_{pa} : Temperatur [°C] des feuchtadiabatisch vom HKN bis 500 hPa aufsteigenden Luftpaketes; das HKN wurde mit dem Temperatur- und Taupunktswert von 850 hPa berechnet
- T_{HKN} : Temperatur [K] im Hebungskondensationsniveau HKN
- t_{HKN} : Temperatur [°C] im Hebungskondensationsniveau HKN; $t_{HKN} = T_{HKN} - 273.15 \text{ [}^\circ\text{C]}$
- p_{HKN} : Luftdruck [hPa] im Hebungskondensationsniveau HKN
- R_d : Individuelle Gaskonstante trockener Luft; $R_d = 287.05287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
- R_w : Individuelle Gaskonstante von Wasserdampf; $R_w = 461.51 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
- c_p : Spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck; $c_p = 1004.82 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
- C_i : Konstanten: $C_1 = 6.1078 \text{ hPa}$ (Wasser); $C_1 = 6.10714 \text{ hPa}$ (Eis);
 $C_2 = 17.84362$ (Wasser, $t < 0 \text{ }^\circ\text{C}$); $C_2 = 17.08085$ (Wasser, $t \geq 0 \text{ }^\circ\text{C}$); $C_2 = 22.44294$ (Eis);
 $C_3 = 245.425 \text{ }^\circ\text{C}$ (Wasser, $t < 0 \text{ }^\circ\text{C}$); $C_3 = 234.175 \text{ }^\circ\text{C}$ (Wasser, $t \geq 0 \text{ }^\circ\text{C}$);
 $C_3 = 272.44 \text{ }^\circ\text{C}$ (Eis);
 $C_5 = -0.37329638$; $C_6 = 41.178204 \text{ K}$; $C_7 = 0.15945203 \cdot 10^{-2} \text{ K}^{-1}$; $C_{10} = 0.1419709 \text{ K hPa}^{-1}$;
 $C_{11} = 20.746475 \text{ K hPa}^{-1}$; $C_{12} = 6672.5713 \text{ K}^2 \text{ hPa}^{-1}$; $C_{13} = 0.36336427 \cdot 10^{-4} \text{ K hPa}^{-2}$

Konvektive Aktivität nach dem Showalter-Index SI (Tab. 29)

Quelle: [5, 11]

I-Wert	konvektive Aktivität	I-Wert	konvektive Aktivität
$I > 3$	nicht signifikant	$-3 < I < -2$	TS mehr wahrscheinlich (stark)
$1 < I < 3$	Schauer möglich (aber zusätzl. Hebungsprozess)	$-6 < I < -4$	schwere TS möglich
$-2 < I < 1$	schwache TS möglich	$I < -6$	meist schwere TS, Tornados möglich

$I = SI$

Der GeolInfoDBw hat etwas andere Grenzwerte und eine gröbere Einteilung.

3.1.3.2 Doege-Index

Der Doege-Index (Quelle [13]), eine Weiterentwicklung des Showalter-Index SI, der im GeolInfoDBw verwendet wird, berücksichtigt den Feuchtegehalt zwischen 850 und 500 hPa. Hier wird das HKN mit einem mittleren Taupunkt der Druckflächen 850, 700 und 500 hPa und der Temperatur von 850 hPa gebildet.

Der weitere Vorgang entspricht dann der Bestimmung von SI (s. 3.1.3.1 ab 1.2 bzw. 2.2).

3.1.3.3 Lifted-Index LI

Der Lifted-Index LI berücksichtigt im Gegensatz zum SI den Wasserdampfgehalt der bodennahen Luftschicht von der Erdoberfläche bis 3000 ft agl (ca. 100 hPa). Das HKN wird hier mit einem mittleren Mischungsverhältnis r_m , ausgehend vom Bodendruckniveau p_o , ermittelt. LI stellt damit eine Modifikation des Showalter-Stabilitätsindex SI dar.

1. Manuelles Verfahren (Bestimmung von t_{pa} in 500 hPa)

Quelle: [3, 4, 5]

- 1.1 Festlegung eines mittleren Mischungsverhältnisses r_m für die untersten 3000 ft (900 m, ca. 100 hPa) nach der Flächengleichheitsmethode;
- 1.2 Bestimmung des HKN als Schnittpunkt von r_m mit nachfolgender Trocken- oder Feuchtadiabate durch die Temperatur t_{850} (in 850 hPa) oder t_{3000} (in 3000 ft agl) in Abhängigkeit von der Höhe 850 hPa agl und den Bewölkungsverhältnissen:
 - Höhe von 850 hPa mehr als 3000 ft über dem Bodendruckniveau und
 - eine dicke Wolkenschicht im TEMP → Feuchtadiabate durch t_{850}
 - keine Wolken bis zum Nachmittag → Trockenadiabate durch t_{850}
 - Höhe von 850 hPa innerhalb 3000 ft über Bodendruckniveau und
 - eine dicke Wolkenschicht im TEMP → Feuchtadiabate durch t_{3000}
 - keine Wolken bis zum Nachmittag → Trockenadiabate durch t_{3000}
- 1.3 Ermittlung der Temperatur t_{pa} , die sich als Schnittpunkt der Feuchtadiabate vom LI-HKN aufwärts mit der Druckfläche 500 hPa ergibt;
- 1.4 Der LI-Wert wird als I-Index mit der Formel 33 berechnet und die Gewitteraktivität mit I aus Tab. 27 entnommen.

2. Berechnung von t_{pa} (Form. 37, 38)

Hier ergeben sich zwei unterschiedliche Berechnungsmöglichkeiten für die Temperatur t_{pa} des sich aufwärts bis 500 hPa bewegenden Luftpaketes. Einerseits wäre theoretisch ein durchgehender trockenadiabatischer Aufstieg vom Bodendruckniveau bis 500 hPa möglich (s. Form. 37), andererseits wird es wohl meist vom HKN aus feuchtadiabatisch bis 500 hPa gehoben (s. Form 38).

$$t_{pa} = \left(T_o \left(\frac{500}{p_o} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} \right) - 273.15 \text{ [}^\circ\text{C]}$$

Form. 37

Quelle: [4]

t_{pa} : Temperatur [$^\circ\text{C}$] des aufsteigenden Luftpaketes in 500 hPa (Adiabatemperatur)

T_o : Temperatur [K] im Bodendruckniveau p_o

p_o : Bodendruck [hPa]

500 : Druckniveau 500 hPa

R_d : Individuelle Gaskonstante trockener Luft; $R_d = 287.05287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$

c_p : Spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck; $c_p = 1004.82 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$

$$t_{pa} = \left(T_{HKN} + (p_{HKN} - 500) \left(C_{10} + C_{11} r_m - \frac{C_{12} r_m}{T_{HKN}} - C_{13} p_{HKN} \right) \right) - 273.15 \text{ [}^\circ\text{C]} \quad \text{Quelle: [4, 8]}$$

$$T_{HKN} = T_{d_o} - (T_o - T_{d_o}) \left(C_5 + \frac{C_6}{T_o} + C_7 T_{d_o} \right) \text{ [K]} \quad \text{Form. 38}$$

$$p_{HKN} = p_o \left(\frac{T_{HKN}}{T_o} \right)^{\frac{c_p}{R_d}} \text{ [hPa]}$$

- T_{HKN} : Temperatur [K] im HKN
 p_{HKN} : Luftdruck [hPa] im HKN
 C_i : Konstanten; $C_5 = -0.37329638$; $C_6 = 41.178204 \text{ K}$; $C_7 = 0.0015945203 \text{ K}^{-1}$;
 $C_{10} = 0.1419709 \text{ K hPa}^{-1}$; $C_{11} = 20.746475 \text{ K hPa}^{-1}$; $C_{12} = 6672.5713 \text{ K}^2 \text{ hPa}^{-1}$;
 $C_{13} = 0.000036336427 \text{ K hPa}^{-2}$
 r_m : Mittleres Mischungsverhältnis in den untersten 3000 ft (900 m oder 100 hPa) der Troposphäre

Setzt man den t_{pa} -Wert aus der Gleichung 37 oder 38 in die Formel 35 (s. 3.1.3.1) ein und wendet den I-Wert aus Form. 35 auf die Tabelle 30 an, so erhält man die Gewitteraktivität nach dem Lifted Index LI.

Gewitteraktivität nach dem Lifted Index LI (Tab. 30)

Quelle: [5, 11]

I-Wert	konvektive Aktivität
$I > 2$	nicht signifikant
$0 < I < 2$	Schauer/TS möglich (anderer Hebungsprozess)
$-2 < I < 0$	TS wahrscheinlich
$-4 < I < -2$	TS mehr wahrscheinlich, wenn wenige, dann schwer
$I < -4$	schwere TS wahrscheinlich
$I < -6$	Tornados möglich

- I-Wert : Stabilitätsindex, der sich aus Formel 35 mit $I = LI$ errechnet
 LI : Lifted Index
 TS : Gewitter (Thunderstorm)

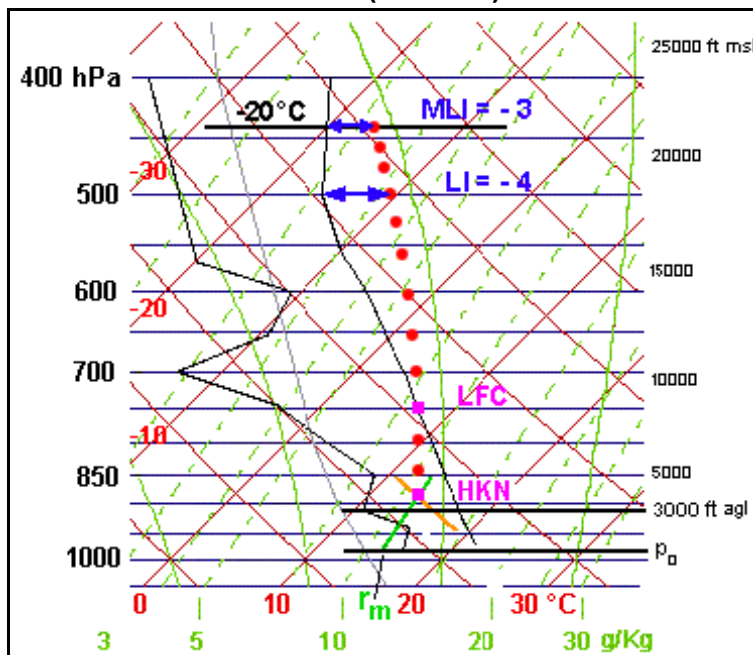
3.1.3.4 Modifizierter Lifted-Index MLI

Der modifizierte Lifted-Index MLI entspricht weitgehend dem LI, lässt aber das virtuelle Luftpaket nicht bis 500 hPa, sondern bis zur Isotherme -20 °C aufsteigen.

Der Index MLI tendiert deshalb dazu, hochreichende Konvektion besser als der Lifted-Index LI abzubilden, weil im Sommer der gemäßigten Breiten, also in dem Zeitraum, in dem schwere Gewitter wahrscheinlich sind, in der mittleren Troposphäre häufig höhere Temperaturen als -20 °C vorherrschen. Unter -20 °C ist aber der für den Aufladungsprozess der Gewitterwolke erforderliche stärkere Eiskristallgehalt im Cb beträchtlich größer als bei wärmeren Werten. Die Bildung von Gewittern lässt sich deshalb mit dem MLI besser erfassen.

Lifted Index LI und MLI (Abb. 36)

Quelle:[6]



- LCL**
Lifting Condensation Level, Hebungs-kondensationsniveau HKN
- LFC**
Level of Free Convection oder Niveau der freien Konvektion (NFK); Höhe, ab der sich eine Quellwolke bildet, deren Basis die vom HKN bis zum LFC reichende Schichtwolke ist.
- LI**
Lifted Index
- MLI**
Modifizierter LI
- p_0**
Bodendruck

1. Manuelles Verfahren (Bestimmung der Temperatur t_{pa})

Quelle: [3, 4, 5, 6]

- 1.1 Festlegung eines mittleren Mischungsverhältnisses r_m für die untersten 3000 ft (900 m oder 100 hPa) nach der Flächengleichheitsmethode;
- 1.2 Bestimmung des HKN als Schnittpunkt von r_m mit nachfolgender Trocken- oder Feuchtadiabate durch die Temperatur t_{850} (in 850 hPa) oder t_{3000} (in 3000 ft agl) in Abhängigkeit von der Höhe 850 hPa agl und den Bewölkungsverhältnissen:
 - Höhe von 850 hPa mehr als 3000 ft über dem Bodendruckniveau und
 - eine dicke Wolkenschicht im TEMP ☞ Feuchtadiabate durch t_{850} ;
 - keine Wolken bis zum Nachmittag ☞ Trockenadiabate durch t_{850} ;

- Höhe von 850 hPa innerhalb 3000 ft über Bodendruckniveau und
 - eine dicke Wolkenschicht im TEMP \Rightarrow Feuchtadiabate durch t_{3000} ;
 - keine Wolken bis zum Nachmittag \Rightarrow Trockenadiabate durch t_{3000} ;

1.3 Ermittlung der Temperatur t_{pa} , die sich als Schnittpunkt der Feuchtadiabaten vom MLI-HKN aufwärts mit der Isobare durch die TEMP-Temperatur -20 °C ergibt;

1.4 Der MLI-Wert wird mit t_{pa} aus der Formel 39 bestimmt und die Gewitteraktivität dann mit MLI aus Tab. 31 entnommen.

2. Berechnung von t_{pa}

Die Berechnung der Temperatur t_{pa} wird - dem Verfahren von LI entsprechend - mit den Formeln 37 oder 38 durchgeführt. Anschließend lässt sich der dem MLI-Wert mit t_{pa} aus der Formel 39 und danach der Grad der Labilität mit Tab. 31 ermitteln.

Stabilitätsindex MLI (Form. 39)

$$MLI = -20 - t_{pa} \text{ [°C]}$$

MLI : Stabilitätsindex MLI [°C]

-20 : Temperatur -20 °C

t_{pa} : Temperatur [°C] des Schnittpunktes der Adiabate durch das HKN mit der Isobare durch die TEMP-Temperatur -20 °C

Die Gewitteraktivität nach dem modifizierten Lifted Index MLI ergibt sich, wenn der mit den Gleichungen 37 und 38 berechnete t_{pa} -Wert in die Formel 39 eingesetzt und anschließend der Grad der Instabilität mit dem MLI aus der Tabelle 31 bestimmt wird.

Gewitteraktivität nach dem modifizierten Lifted Index MLI (Tab. 31)

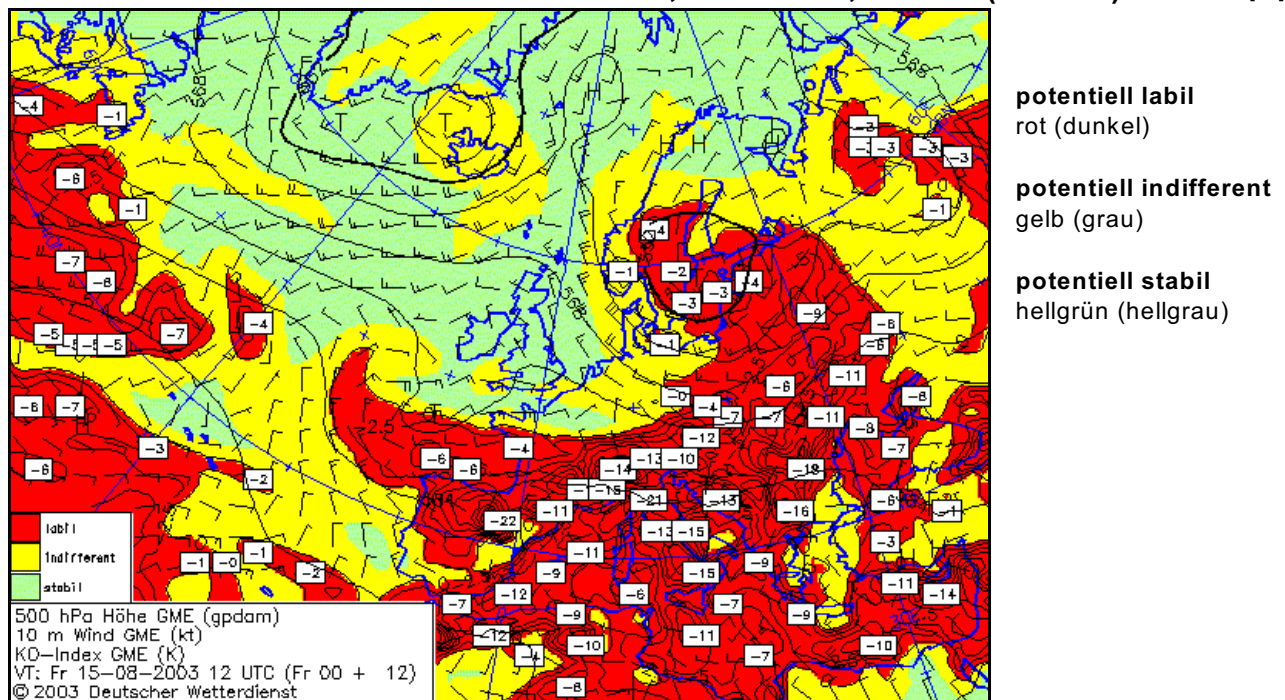
Quelle: [6]

MLI-Wert	Statische Stabilität	Anzeige	Kommentar
> 0	stabil	TS unwahrscheinlich	-
0 bis 2	leicht labil	Schauer wahrscheinlich, TS möglich	starke Auslösung notwendig
-3 bis -5	labil	mäßiger Indikator für schwere TS	TS vorhersagen
-6	sehr labil	starker Indikator für schwere TS	
< -6	extrem labil	Tornados möglich	-

3.1.4 KO-Index, Gewitter bei potentieller Labilität

Der KO-Index erfasst die Entwicklung hochreichender Konvektion bei einer potentiell labilen Schichtung (Convective instability). Berechnen lässt sich dieser Konvektions-Index aus dem mittleren vertikalen Gradienten der potentiellen Äquivalenttemperatur der unteren Troposphäre bis zur Druckfläche 500 hPa. Der KO-Index wird als Zahlenwert (Form. 40, Tab. 32) oder in Kartenform dargestellt (z.B. Abb. 37). Damit die thermische Schichtung aber bei potentiell labiler Schichtung auch tatsächlich labilisiert wird, muss ein ausreichend starker, großräumiger Hebungsvorgang vorhanden sein, der die gesamte Luftsäule streckt und damit einen ursprünglich stabilen TEMP - z.B. mit einer ausgeprägten Inversion in den unteren Schichten - in einen labilen Zustand überführt.

500-hPa-Karte mit KO-Index und Bodenwind, 15.08.2003, 12 UTC (Abb. 37) Quelle: [10]



KO-Index (Tab. 32, Form. 40)

Quelle: [9]

$$KO = 0.5 (\theta_{e_{700}} + \theta_{e_{500}} - \theta_{e_{1000}} - \theta_{e_{850}}) [K] \text{ bzw. } KO = 0.5 (\theta_{e_{700}} + \theta_{e_{500}} - 2\theta_{e_{850}}) [K]$$

KO-Index	Auftreten von Gewittern	KO-Index [K]	Thermische Schichtung
KO > 6	keine Gewitter	KO > 10	potentiell sehr stabil
6 ≥ KO > 2	vereinzelte Gewitter	6 < KO ≤ 10	potentiell stabil
KO ≤ 2	zahlreiche Gewitter	2 < KO ≤ 6	potentiell indifferent
		KO ≤ 2	potentiell labil

θ_e : Potentielle Äquivalenttemperatur [K] in den Druckniveaus 1000, 850, 700 und 500 hPa; fehlt der Wert von 1000 hPa, wird die 2. Gleichung verwendet

3.2 Konvektive Böen

Gewitter haben sich aufgrund ihrer vertikalen und in Bodennähe horizontal ausbreitenden heftigen Kaltluftausflüsse als sehr unangenehm für auf einem Flugplatz landende und startende Luftfahrzeuge erwiesen, weil diese starke horizontale Low-level-Windscherungen und Windböen verursachen können. Besonders räumlich und zeitlich kleinskalige, intensive vertikale Kaltluftausflüsse (Downdrafts) aus einem Gewitter, die sich am Erdboden meist divergent horizontal ausbreiten, stellen eine potentielle Gefahr für die Luftfahrt dar. Sie werden nach Fujita (1981) als Downbursts bezeichnet und beeinflussen ein Areal mit einer Ausdehnung von etwa 1 bis 15 km in einem Zeitraum von 5 bis 60 Minuten. Bei einem Durchmesser von mehr als 4 km heißen sie Macro- und bei geringeren Ausmaßen Microburst. Letztere entfalten ihre größte Stärke bis zu 10 Minuten nach dem Erreichen der Erdoberfläche, treten einzeln oder auch in Gruppen als Microburst-Linie auf und können für den Beobachter durch Virga-Erscheinungen (trockener Microburst) oder schmale Regenbänder (nasser Microburst) sichtbar werden.

Die Stärke der Gewitterböe wird von der kinetischen Energie des Downdrafts bestimmt und hängt von der Temperaturdifferenz zwischen der gewittereigenen Kaltluft und der ungestörten Umgebungstemperatur im Umfeld des Unwetters ab. Die Böen fallen um so heftiger aus, je größer dieser Temperaturunterschied ist und die Temperatur der kalten Gewitterluft am Erdboden ergibt sich näherungsweise aus ihrem feuchtadiabatischen Absinkvorgang.

3.2.1 Spitzenböen nach Faust/Glover

Das Faust/Glover-Verfahren nimmt ein feuchtadiabatisches Absinken der gewittereigenen Kaltluft von 500 bis 1000 hPa an. Als Umgebungstemperatur wurde die Temperatur des KKN definiert, die als Temperatur von 850 hPa in die Formel eingeht.

Spitzenböen nach Faust/Glover (Form. 41)

Quelle: [9]

$$B_{\max} = 2 (t_{850} - t_{Fa}) [m s^{-1}]$$

- B_{\max} : Maximale konvektive Böe [$m s^{-1}$] (Faust/Glover) in 1000 hPa
 t_{850} : Temperatur [$^{\circ}C$] in 850 hPa (KKN wird fest in 850 hPa angenommen)
 t_{Fa} : Temperatur des Schnittpunktes der Feuchtadiabaten von der TEMP-Temperatur 500 hPa mit der Isobare 1000 hPa

Bei Werten von $(t_a - t_{Fa}) > 10$ wird $(t_a - t_{Fa})$ um 10 % vermindert, weil dabei die Temperatur der absinkenden Kaltluft um ca. 10 % höher ist, als es nach dem feuchtadiabatischen Vorgang der Fall wäre. Für jede Abweichung der Stationshöhe vom Niveau 1000 hPa um ± 50 m wird B_{\max} um $\pm 0.5 m s^{-1}$ verändert.

3.2.2 Nakamura-Böen

Auch hier handelt es sich um eine konvektive, maximale Böenstärke, allerdings berücksichtigt Nakamura im Gegensatz zu anderen Verfahren den Höhenwind und die Abwärtsbewegung der Niederschlagspartikel (Regen oder Hagel) im Cb. Damit wird die kinetische Energie des Höhenwindes und die der Fallgeschwindigkeit der Niederschlagspartikel mit einbezogen.

Zu beachten ist allerdings, dass die Gleichung 42 nicht für Tornados und nur eingeschränkt für Microbursts gilt.

Fehler, die durch unpräzise Vorhersagen der Niederschlagsmenge RR verursacht werden, sind nicht problematisch, weil der RR-Term den geringsten Beitrag liefert.

Spitzenböen nach Nakamura (Form. 42)

Quelle: [9, 12]

$$f_x f_x = \sqrt{30 \Delta t \cdot WBZ + 5.55 RR \left(\frac{h_{oPF}}{v_F} \right) + v_{h_{oPF}}} \quad [m s^{-1}]$$

$f_x f_x$: Maximale konvektive Böe [$m s^{-1}$]
 Δt : Temperaturdifferenz [$^{\circ}C$] in 2 m Höhe zwischen Vorder- und Rückseite des Gewitters

- RR : Erwartete Niederschlagsmenge [$mm h^{-1}$]; Standardwert ist $RR = 5 mm h^{-1}$
- h_{oPF} : Wet Bulb Zero Height [km] (s. 3.1.1.2); Höhe der Nullgradgrenze der Pseudo-Feuchttemperatur
- v_F : Fallgeschwindigkeit [$m s^{-1}$] des erwarteten Niederschlages; Regen $\approx 5 m s^{-1}$; Hagel $\approx 10 m s^{-1}$
- $v_{h_{oPF}}$: Mittlere Windgeschwindigkeit [$m s^{-1}$] in der Höhe h_{oPF}

3.2.3 Microburst-Wind-Index WINDEX

Der Microburst-Wind-Index WINDEX (ITAP) - ein Maß für das Microburst-Potential - berechnet sich aus dem vertikalen Temperaturgradienten γ und dem mittleren Mischungsverhältnis r_m eines TEMP zwischen Nullgradgrenze und Erdboden.

Mit WINDEX lassen sich die maximale Böen von trockenen Microbursts vorhersagen.

Für nasse Microbursts wurde WINDEX jedoch nicht konzipiert.

WINDEX (Form. 43)

Quelle: [14,15]

$$WINDEX_{kn} = 5 \sqrt{h_o R_r (\gamma^2 - 30 + r_m - 2 r_{h_o})} \quad [kn]$$

Bei negativem Radikanden ist WINDEX = 0.

$$WINDEX_{m/s} = 2.572 \sqrt{h_o R_r (\gamma^2 - 30 + r_m - 2 r_{h_o})} \quad [m s^{-1}]$$

- WINDEX : Maximale konvektive Böe in Knoten oder Meter pro Sekunde nach WINDEX
- h_o : Höhe der Nullgradgrenze [km]
- R_r : $r_m/12$ der untersten troposphärischen 1 km; bei $r_m/12 > 1$ ist $r_m/12 = 1$
- γ : Vertikaler Temperaturgradient [$K km^{-1}$] von der Nullgradgrenze h_o bis zum Erdboden
- r_m : Mittleres Mischungsverhältnisses [$g kg^{-1}$] der untersten 1 km dicken Schicht
- r_{h_o} : Mischungsverhältnis [$g kg^{-1}$] in Höhe der Nullgradgrenze h_o

3.3 Hagel

3.3.1 Allgemeines

Das WBZ, die Höhe der Nullgradgrenze der Pseudofeuchttemperatur, markiert den Freezing level in der Gewitterwolke. Wie bereits in 1.4 angesprochen, ist diese Größe nicht nur ein wichtiger und zuverlässiger Indikator für die Böenvorhersage von Gewittern (s. Nakamura-Böen), sondern stellt zusätzlich einen verlässlichen Eingangsparameter für die Vorhersage von Hagel im Bodendruckniveau dar.

Amerikanische Untersuchungen wiesen nach, dass in 84 % aller Fälle mit Hagelschlag am Erdboden das WBZ zwischen 5000 und 10500 ft agl lag. Darüber hinaus ergaben Analysen von Wetterlagen, bei denen Hagelkörner mit einem Durchmesser d von $d > 1.27$ cm (> 0.5 inch) beobachtet wurden, WBZ-Niveaus von etwa 8000 ft agl. Weiterhin wurde ermittelt, dass viele Schwergewitter tiefere oder höhere WBZ-Werte als 5000 und 10500 ft agl zeigten. Die meisten (ca. 84 %) davon verursachten weder Hagel noch starke Böen am Erdboden, obwohl mehrere Prognosegrößen auf diese Wettererscheinungen hinwiesen und Hagel sicherlich in höheren Wolkenregionen vorhanden war. In 16 % dieser Fälle fielen allerdings kurzzeitig kleine, den Erdboden erreichende Hagelkörner aus.

Hagelschlag tritt meist, ähnlich wie die maximalen Windböen, nur in einem eng begrenzten Bodenareal auf, das kaum länger als 1.6 - bis 3.2 km (1 - 2 Meilen, stm) und meist weniger als 1.6 km breit ist. Nur seltene Superzellen verursachen manchmal Hagelstriche von mehreren 100 km in der Länge und einigen Kilometern in der Breite.

Ist ein Gewitter vertikal mächtig und gut entwickelt, dann sollte grundsätzlich angenommen werden, dass in seinen oberen Wolkenregionen immer größere Eispartikel vorhanden sind. In Höhen von weniger als 10000 ft agl können deshalb Flugzeuge mit gleich hoher Wahrscheinlichkeit in den Regenbändern unterhalb der Gewitterbasis, im wolkenfreien Umfeld des Unwetters bis zu 3.6 Kilometern und in ihm selbst Hagelkörner antreffen. In Höhen von 10000 bis 20000 ft wurde Hagel zu 40 % unter dem überhängenden Amboss und zu 60 % in der Gewitterwolke selbst beobachtet. Oberhalb 20000 ft tritt Hagel zu 80 % im Gewitter und zu 20 % unter dem Amboss auf.

Ob ein Gewitter in der Höhe allerdings Hagelkörner aufweist oder nicht, lässt sich leider noch nicht vorhersagen.

3.3.2 Hagelkorngröße nach Pino/Moore

Die Hagelkornabschätzung nach Pino/Moore erfolgt mit wenig umfangreichen DV-Programmen, die das Wachstum der Teilchen innerhalb der Gewitters und ihr Abschmelzen außerhalb der Wolke berücksichtigen. Je nach dem, ob der Konvektionsprozess durch einen zusätzlichen Hebungsvorgang unterstützt wird oder nicht, steht das Ausgangsniveau LFC oder KKN zur Wahl. Die Berechnung der Hagelkorngröße beruht dabei auf nachfolgenden Annahmen:

- Das Bildungsniveau des Hagelkorns liegt im Gewitter in Höhe der -10 °C-Isotherme,
- die Vertikalgeschwindigkeit ω der Luft wird durch Addition der Auf- und Abwindgeschwindigkeiten von 20 hPa-Druckintervallen bestimmt und
- das Entrainment geht als Konstante ein.

Hagelkorngröße nach Pino/Moore (Form. 44)

Quelle: [12, 14]

$$d_{Ha} = \frac{3}{4} \frac{c_w \rho_d v_A^2}{\rho_{Ha} g} [m s^{-1}]$$

$$\omega_o = \omega_u + 2 R_d \left(\frac{T_{vPa} - T_{vU}}{1 + \alpha} - T_{vU} r - T_{vU} \mu \omega_u^2 \right) \ln \frac{p_u}{p_o} [m s^{-1}]$$

- d_{Ha} : Durchmesser des Hagelkorns [m]
- c_w : Widerstandsbeiwert des Hagelkorns im Luftstrom; $c_w \approx 0.7$ für relativ runde Eisteilchen
- ρ_d : Dichte der Luft [$kg m^{-3}$]
- v_A : Aufwindgeschwindigkeit der Luft [$m s^{-1}$] in der Höhe der Isotherme -10 °C; $v_A = \sum \omega_o$
- ρ_{Ha} : Dichte von Eis [$kg m^{-3}$]; bei 0 °C ist $\rho_{Ha} = 917 kg m^{-3}$
- g : Erdbeschleunigung [$m s^{-2}$]; $g = 9.81 m s^{-2}$
- ω_o : Vertikalgeschwindigkeit [$m s^{-1}$] der Wolkenluft an der Obergrenze der 20 hPa-Schicht
- ω_u : Vertikalgeschwindigkeit [$m s^{-1}$] der Wolkenluft an der Untergrenze der 20 hPa-Schicht
- R_d : Individuelle Gaskonstante trockener Luft [$J K^{-1} kg^{-1}$]
- T_{vPa} : Virtuelle Temperatur [K] des Luftpaketes; für die virtuelle Temperatur T_v gilt: $T_v = T + r/6$
- T_{vU} : Virtuelle Temperatur [K] der Umgebungsluft
- α : Virtueller Massenkoeffizient; $\alpha = 0.5$
- r : Mischungsverhältnis
- μ : Entrainment; $\mu = 0.183/(2000 m)$
- p_o : Luftdruck [hPa] an der Obergrenze der 20 hPa-Schicht
- p_u : Luftdruck [hPa] an der Untergrenze der 20 hPa-Schicht

Weiterhin berücksichtigt die Berechnungsmethode der Hagelkorngröße nach Pino/Moore den Schmelzprozess des Teilchens auf seinem Fallweg, sofern die WBZ (Wet Bulb Zero Height) über 11000 ft agl liegt. Ist das nicht der Fall, wird dieser beginnende Phasenwechsel vernachlässigt.

3.3.3 Manuelle Hagelvorhersage

3.3.3.1 Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Hagel

Die Methode der Auftretenswahrscheinlichkeit von Hagel in Form einer einfachen Ja- und Nein-Entscheidung basiert auf der Mächtigkeit des Gewitters zwischen seiner Basis und seiner Nullgradgrenze. Die Grundlage dafür stellen 70 Beobachtungen von Schwergewittern im Frühling und Sommer der Jahre 1994 und 1995 dar, die im mittleren Westen der USA stattfanden und von denen 34 Hagelschlag am Erdboden produzierten. Die Verteilung des Auftretens (x) und Nicht-Auftretens (o) von Hagel an den ausgewählten Beobachtungsstationen des mittleren Westens der USA beschreibt die Abbildung 38 und die Trefferquote dieses statistischen Prognoseverfahrens beträgt 83 %.

Obwohl die Basisdaten aus dem mittleren Westen der USA stammen, beschränkt sich diese Methode nicht nur auf diese Region. Wird das Diagramm (Abb. 38) entsprechend modifiziert, lässt es sich durchaus auch in anderen Ländern als lokales Vorhersagewerkzeug verwenden.

Das Verfahren wird mit Hilfe eines repräsentativen TEMP und dem Diagramm der Grafik 38 durchgeführt und besteht aus den nachfolgenden Schritten:

- Bestimmung der Druckniveaus [hPa]
 - p_k des Kondensationsniveaus (KKN oder LFC),
 - p_{O_2} der Wolkenobergrenze (Gleichgewichtsniveau O_2) und
 - p_{FZL} der Nullgradgrenze (Freezing level, FZL) in der Gewitterwolke;
- Berechnung der Größe “Cloud depth ratio CDR” (s. Form. 45);
- Auslesen des Auftretens von Hagel aus Grafik 38 mit den Größen “Cloud depth ratio CDR” und dem Luftdruckwert des Freezing levels.

Die Schichtdicke der Gewitterwolke zwischen Kondensationsniveau und Nullgradgrenze, das “Cloud depth ratio CDR”, lässt sich wie folgt bestimmen:

Cloud depth ratio CDR (Form. 45)

Quelle: [3]

$$CDR = \frac{p_K - p_{FZL}}{p_K - p_{O_2}}$$

CDR : Cloud depth ratio, Schichtdicke zwischen den Druckflächen des Kondensations- und Nullgradniveaus

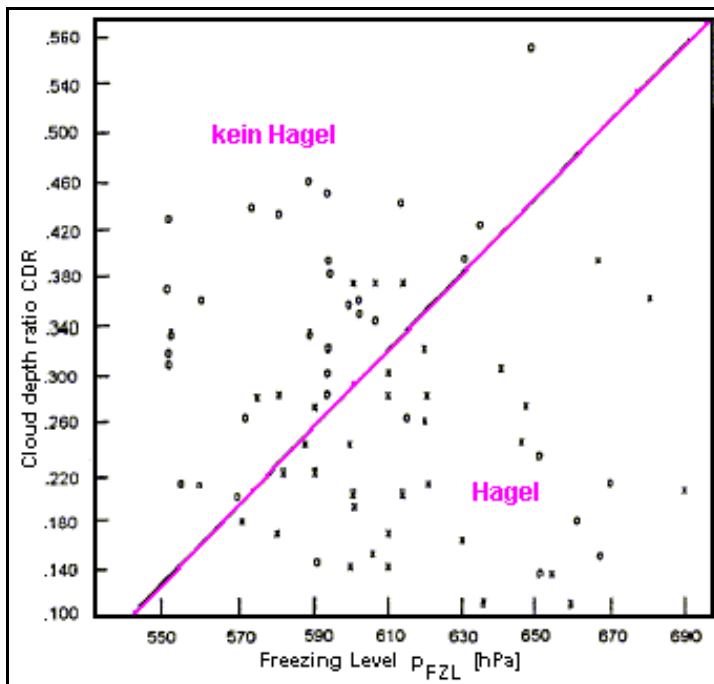
p_{FZL} : Luftdruck [hPa] in Höhe der Nullgradgrenze

p_K : Luftdruck [hPa] im Kondensationsniveau (KKN, LFC)

p_{O_2} : Luftdruck [hPa] in Höhe der Wolkenobergrenze

Auftreten von Hagel (Abb. 38)

Quelle: [3]



Die Abb. 38 zeigt die Verteilung von Beobachtungsdaten mit (x) und ohne Hagel (o) von ausgewählten Stationen des mittleren Westens der USA im Frühling und Sommer 1994 und 1995.

Benutzt man dieses auf 70 Gewitterbeobachtungen beruhende statistische Verfahren, um die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Hagel oder keinem Hagel vorherzusagen, beträgt die Trefferquote 83 %.

Obwohl die Basisdaten aus dem mittleren Westen der USA stammen, beschränkt sich diese Methode nicht nur auf dieses Gegend. Wird das Diagramm (Abb. 38) entsprechend modifiziert, lässt es sich auch als lokales Vorhersagewerkzeug in anderen Ländern verwenden.

3.3.3.2 Hagelkorngröße

Hat der Forecaster erkannt, dass Hagel auftreten wird, erweist es sich als sinnvoll zu prüfen, welche Größe die erwarteten Hagelkörner aufweisen. Die Methode, die hier nachfolgend vorgestellt wird, besteht aus nachfolgenden Schritten:

- Bestimmung des KKN als Schnittpunkt des mittleren Mischungsverhältnisses vom Bodendruck p_0 bis zum Niveau $p_0 - 150$ hPa mit der t/p -Zustandskurve (Abb. 39),
- Ermittlung der Temperatur t_{Fa} , die sich als Schnittpunkt der Feuchtadiabaten durch die Isobare p_k des Kondensationsniveaus (KKN oder LFC) mit der Isobare durch die TEMP-Temperatur t_5 mit $t_5 = -5$ °C ergibt,
- Berechnung der Differenz B (s. Form. 46),
- Bestimmung der Temperatur t_{Ta} , die sich als Schnittpunkt der Trockenadiabaten durch die Temperatur t_5 mit der Isobare p_k ergibt,
- Berechnung der Differenz A (s. Form. 46),
- Auslesen der Hagelkorngröße mit den Größen A und B aus Grafik 40.

Berechnung der Hagelkorngrößen-Parameter A und B (Form. 46)

$$A = t_{Ta} - (-5) = t_{Ta} + 5 \text{ [}^\circ\text{C]}$$

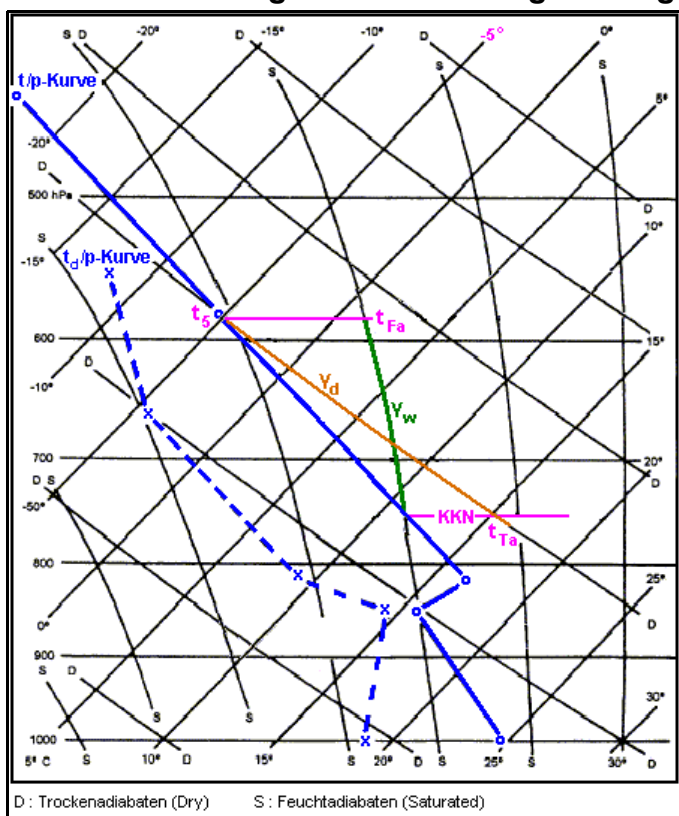
$$B = t_{Fa} - (-5) = t_{Fa} + 5 \text{ [}^\circ\text{C]}$$

t_{Fa} : Temperatur [°C] des Schnittpunktes der Feuchtadiabaten durch die Isobare p_k (KKN oder LFC) mit der Isobare der TEMP-Temperatur von -5 °C

t_{Ta} : Temperatur [°C] des Schnittpunktes der Trockenadiabaten durch die Isobare der TEMP-Temperatur -5 °C mit der Isobare p_k

TEMP-Auswertung zur Bestimmung der Hagelkorngröße (Abb. 39)

Quelle: [3]



Die Abb. 39 stellt ein Beispiel des manuellen TEMP-Auswerteverfahrens zur Bestimmung der Hagelkorngröße vor.

Die Temperaturzustandskurve t/p-Kurve ist blau (schwarz) ausgezogen und die Taupunktskurve (schwarz) gestrichelt dargestellt.

Trockenadiabaten sind mit dem Buchstaben D und Feuchtadiabaten mit S bezeichnet

t_{Fa} : Temperatur [°C] des Schnittpunktes der Feuchtadiabaten durch das Druckniveau p_K mit der Isobare der TEMP-Temperatur von -5 °C

t_{Ta} : Temperatur [°C] des Schnittpunktes der Trockenadiabaten durch die Isobare der TEMP-Temperatur -5 °C mit der Isobare p_K (hier KKN)

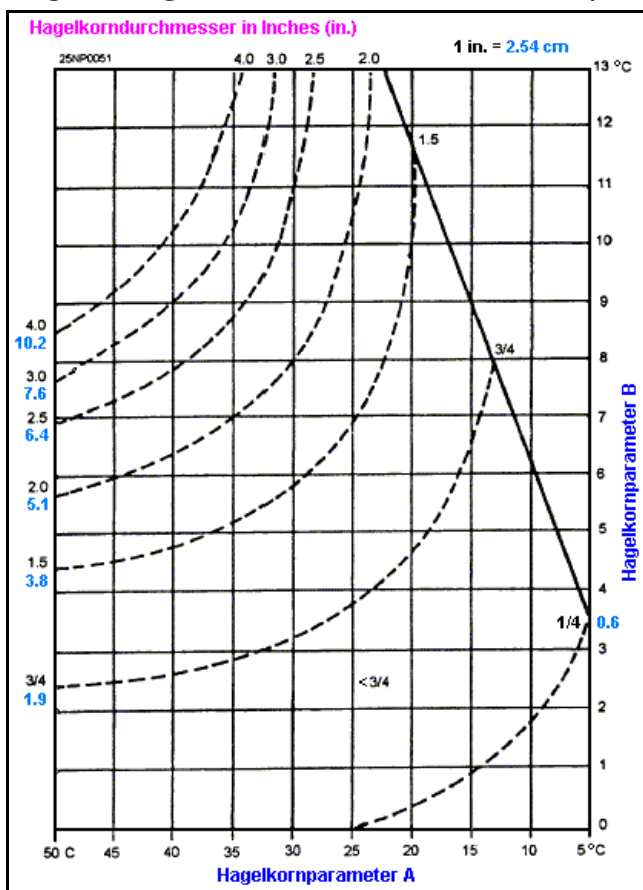
t_5 : TEMP-Temperatur -5 °C

γ_d : Trockenadiabate (trockenadiabatischer Temperaturgradient) durch t_5

γ_w : Feuchtadiabate (feuchtadiabatischer Temperaturgradient) durch das HKN

Hagelkorngröße nach Fawbush-Miller (Abb. 40)

Quelle: [3]



Cloud depth ratio CDR

$$CDR = (p_K - p_{FZL}) / (p_K - p_{O2})$$

Hagelkornparameter A

$$A = t_{Ta} + 5 [°C]$$

Hagelkornparameter B

$$B = t_{Fa} + 5 [°C]$$

Zahlen links

oben : Hagelkorngröße in inch

unten : Hagelkorngröße in cm

Beispiel

$p_{KKN} = 760 \text{ hPa}$ (Luftdruck KKN)

$p_{FZL} = 620 \text{ hPa}$ (Luftdruck Nullgradgrenze)

$p_{O2} = 220 \text{ hPa}$ (Luftdruck Wolkenobergrenze)

$CDR = 0.26$

$t_{Fa} = 1.5 \text{ °C}$

$t_{Ta} = 16 \text{ °C}$

$A = 21 \text{ °C}$

$B = 6.5 \text{ °C}$

Hagelkorndurchmesser $d = 1 \text{ inch}$ oder

$d = 2.5 \text{ cm}$

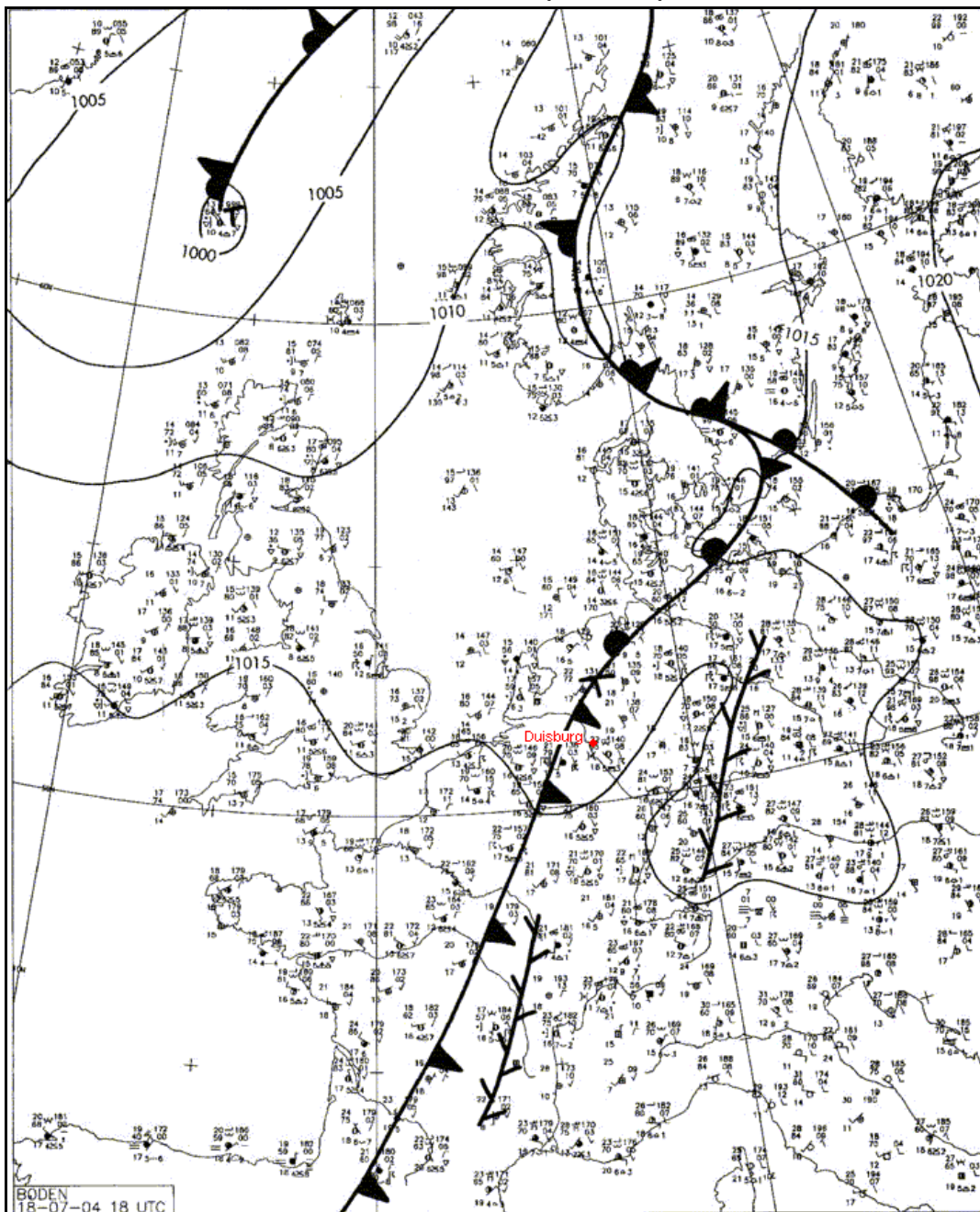
4. Tornado-Wetterlage vom 18.07.2004

4.1 Allgemeine Wetterlage und Sachschäden

Am 18.07.2004 trat in Verbindung mit den Gewittern im Umfeld einer Kaltfront (s. Abb. 41) in Duisburg, Nordrhein-Westfalen, ein Tornado auf, der nach Medienberichten etwa gegen 21 Uhr MESZ (19.00 UTC) sein Zerstörungswerk begann und knapp 30 Minuten anhielt.

Bodenwetterkarte, 18.07.2004, 18 UTC (Abb. 41)

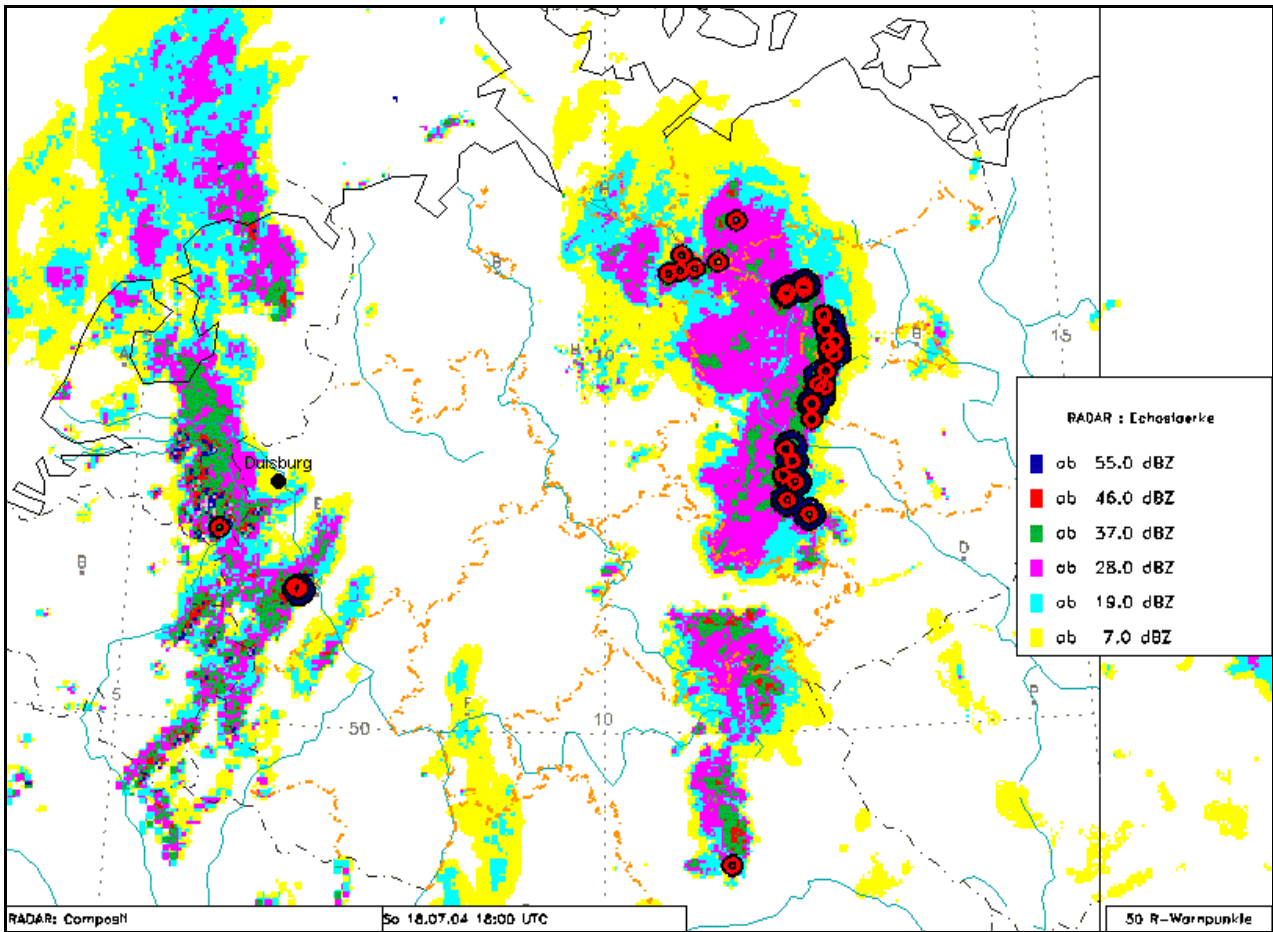
Quelle: [37]



Duisburg lag um 18 UTC kurz vor der von Westen heranziehenden wellenden Kaltfront.

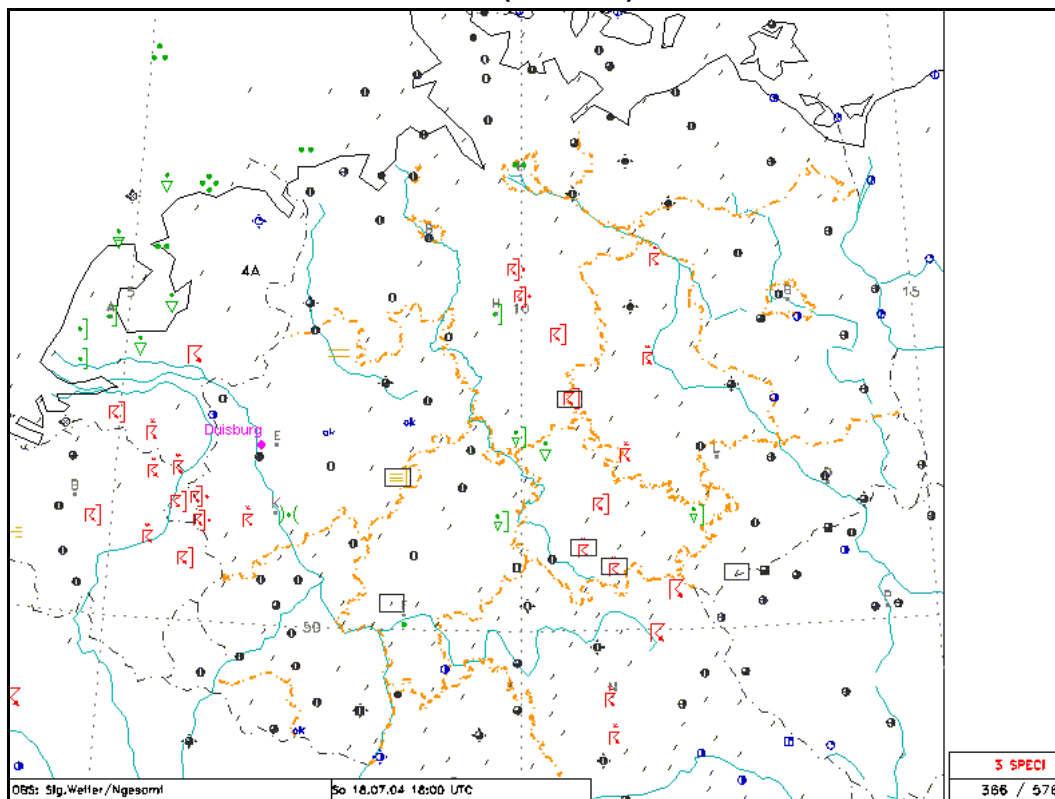
RADAR-Bild, 18.07.2004, 18 UTC (Abb. 42)

Quelle: [37]



Bodenwetter, 18.07.2004, 18 UTC (Abb. 43)

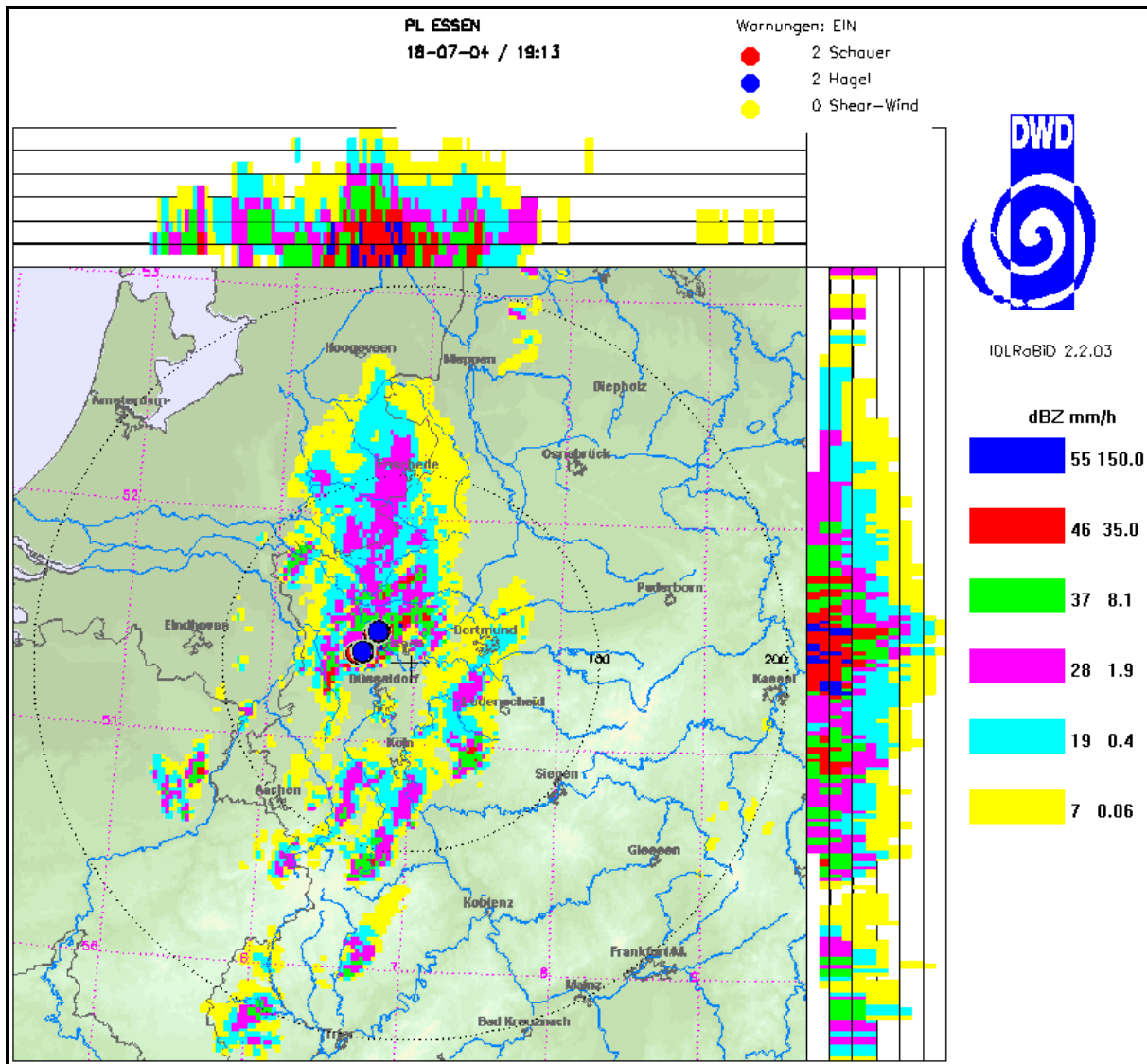
Quelle: [37]



Um 18.00 UTC traten verbreitet Gewitter im Raum westlich von Düsseldorf auf.

RADAR-Bild Essen, 18.07.2004, 19.13 UTC (Abb. 44)

Quelle: [37]



Duisburg liegt etwa bei 51,4°N und 6,7°E und damit geringfügig südlicher als Dortmund sowie wenig westlicher als Düsseldorf.

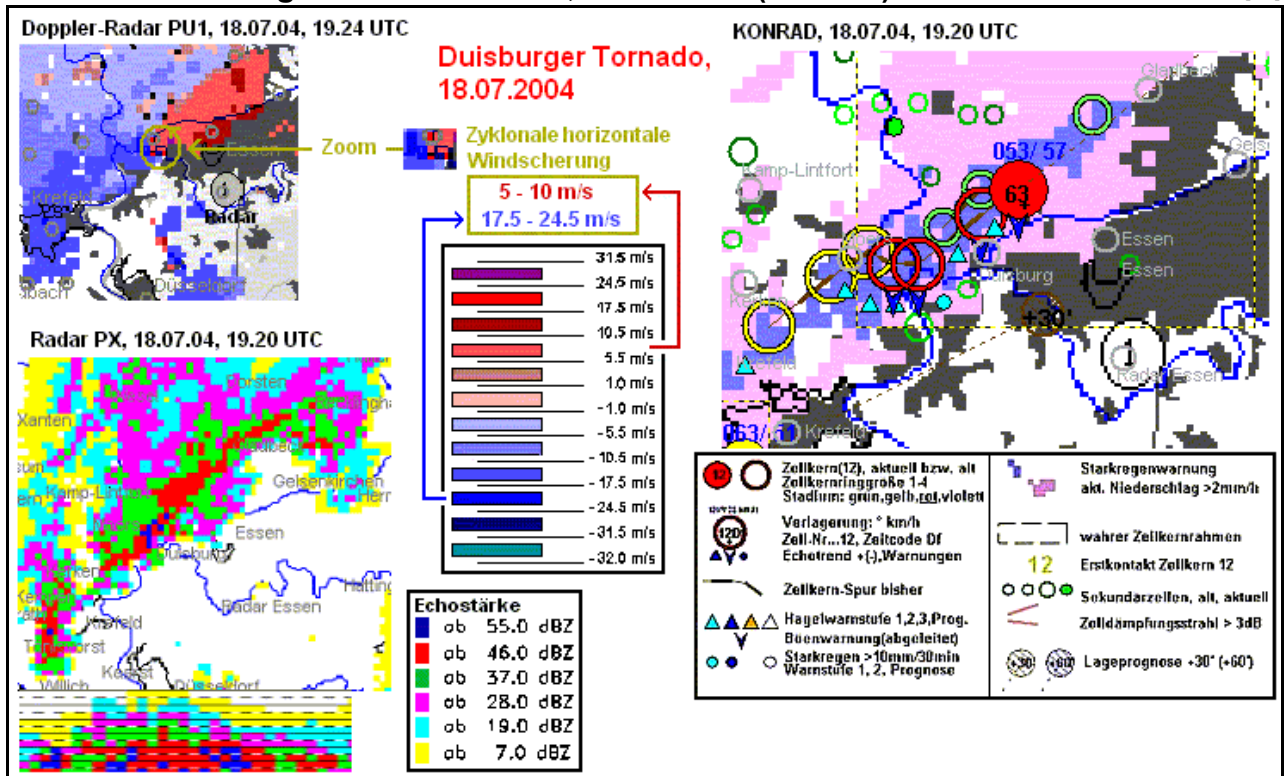
Das Radarbildes von 19.13 UTC, das etwa 10 Minuten nach der Tornadobildung aufgenommen wurde, zeigt im Vertikalschnitt (oben) und im Nord/Süd-Horizontalschnitt (rechts) verbreitet Werte von 46 dBZ (rot). In diese Region sind dann mehrfach kleine Regionen mit 55 dBZ eingelagert.

Die beiden blauen Hagelwarnpunkte verdeutlichen die starken Radarechos.

Das Doppler-Radarbild Abb. 45 zeigt um 19.24 UTC eine kräftige, sehr kleinräumige horizontale, zyklonale Windscherung, die auf eine Meso-Zyklone einer Superzelle schließen lässt. Der Duisburger Tornado wurde damit von einer Superzelle produziert, die in Verbindung mit einem linienförmigen mesoskaligen konvektiven System (MCS), einer sommerlichen Kaltfront, auftrat, das als hochreichende und kräftige Echolinie auf dem üblichen Radarbild (Abb. 45 unten links) zu erkennen ist. Ihre Wettererscheinungen werden als Hagelpunkt auf dem KONRAD-Bild (Abb. 45 oben rechts) sichtbar.

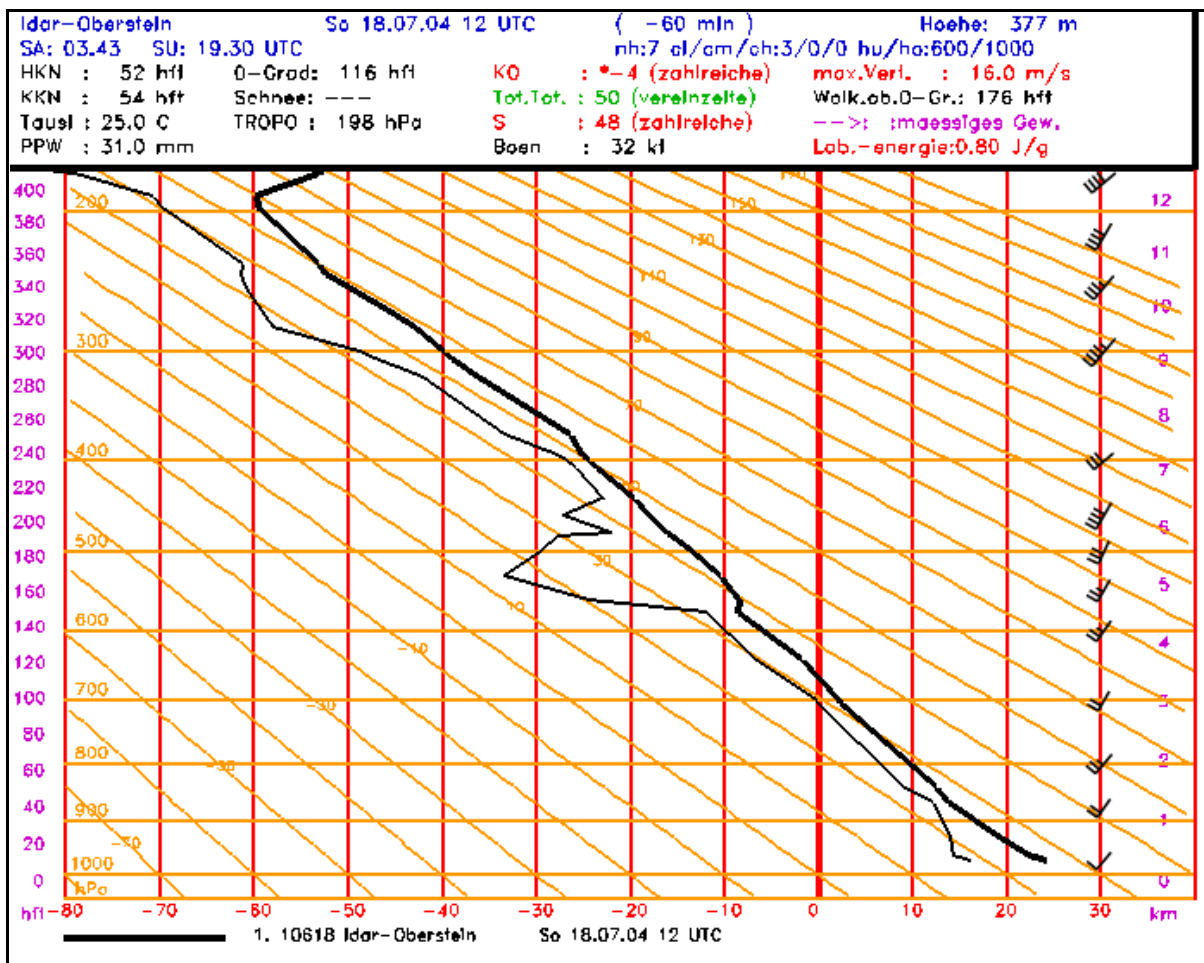
Zusammenstellung von Radarbildern, 18.07.2004 (Abb. 45)

Quelle: [42]

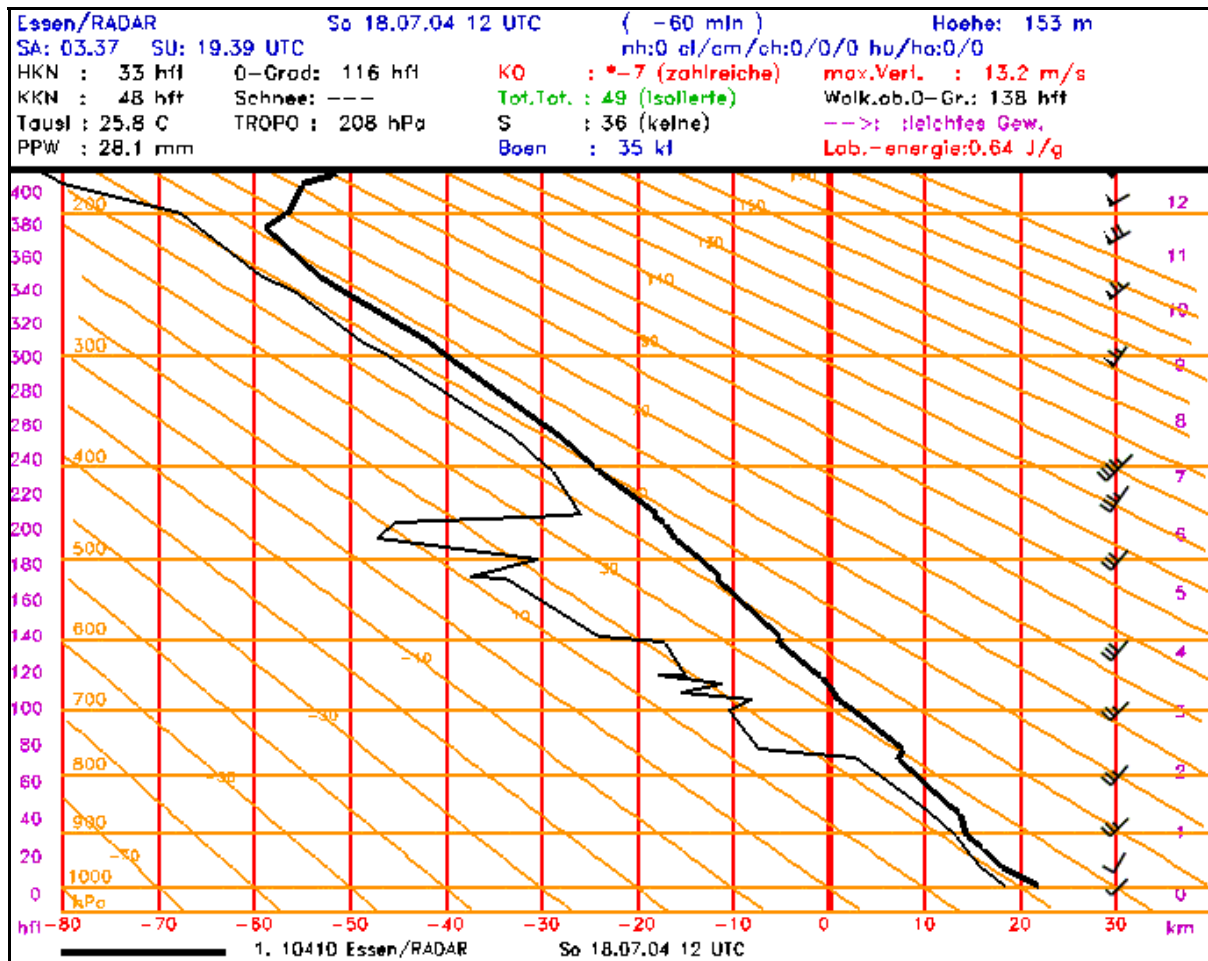


TEMP Idar-Oberstein, 18.07.2004, 12 UTC (Abb. 46 a)

Quelle: [37]



TEMP Essen, 18.07.2004, 12 UTC (Abb. 46 b))



Das Unwetter verursachte laut Presseberichten Sachschäden in Millionenhöhe. Die geknickten und entwurzelten Bäume, freigelegten Dachstühle sowie zerstörten Dächer lassen vermuten, dass es sich bei der Duisburger-Großtrombe um einen Tornado der Stärke F2 nach der Fujita-Skala oder T3/T4 nach der Meaden-Skala handelte.

Unwetterschäden vom 18.07.2004 (Abb. 47)

Quelle: [38]



Entwurzelte Bäume in Duisburg, Oberhausen und Viersen.

Abgedecktes Dach der Seitenbühne des Staatstheaters in Duisburg.

Umgestürzter Baum in der Innenstadt von Duisburg

4.2 Fein-Analyse und Fazit der Wetterlage

4.2.1 Fein-Analyse der Wetterlage vom 18.07.2004

Die Fein-Analyse der Wetterlage vom 18.07.2004 lieferte nachfolgende Ergebnisse:

Bodenwetter (Abb. 41)

Die präfrontale Warmluftmasse der westlich von Duisburg liegenden Kaltfront wies um 17 UTC Temperaturen von 22 und Taupunkte von 18 °C auf (s. auch Abb. 41).

Höhenwetterkarte 500 hPa 12.00 UTC (keine Abbildung vorhanden)

Duisburg befand sich der Vorderseite eines diffluenten Kurzwellen-Troges, dessen Achse sich vom Ärmelkanal bis Süd-Frankreich erstreckte und der in einen langwelligen ost-atlantischen Höhentrog eingelagert war. Es deshalb anzunehmen, dass Nordrhein-Westfalen im Einflussbereich eines großräumigen Hebungsgebietes lag.

Composit-RADAR-Bild von Essen 18.58 und 19.13 UTC (Abb. 42)

Die Echostärken und Warnpunkte im Raum Duisburg ergaben um

- 18.58 UTC Intensitätswerte von meist 46 dBZ, vereinzelt auch 55 dBZ und einen Schauerwarnpunkt.
- 19.13 UTC eine Echostärke von mehrfach 55 dBz und zwei Hagelwarnpunkte.

Doppler-RADAR-und KONRAD-Bild von 19.24 und 19.20 UTC (Abb. 45)

Das Doppler-Radarbild Abb. 45 zeigt um 19.25 UTC eine kräftige, sehr kleinräumige horizontale, zyklonale Windscherung, die auf eine Meso-Zyklone einer Superzelle schließen lässt. Das PX-Radarbild (Abb. 45 unten links) bildet als hochreichende und kräftige Echolinie ein linienförmiges mesoskaliges konvektives System (MCS) in Form einer sommerlichen Kaltfront ab, dass zumindest eine Superzelle beinhaltete. Ihre kräftigen Wettererscheinungen werden als Hagelpunkt auf dem KONRAD-Bild (Abb. 45 oben rechts) sichtbar.

Radiosondenaufstiege Idar-Oberstein 10618, und Essen (10410) von 12 UTC (Abb. 46)

– Beide TEMP waren nach "Total Totals", "S-Index" und "Fröstl" labil geschichtet.

- TEMP Idar-Oberstein ☞ vereinzelte TS (Gewitter), zahlreiche TS und mäßige TS
- TEMP Essen ☞ isolierte TS , keine TS und leichte TS

– Potentielle Labilität

- Die t/p-Kurven der TEMP von Idar-Oberstein und Essen weisen oberhalb einer feuchten, warmen Schicht einen trockenen Bereich (Absinkinversion) auf. Dieser Temperaturverlauf deutet auf eine potentiell labile Temperaturschichtung hin.
- Dieser Hinweis auf potentielle Labilität wird durch eine Untersuchung der pseudo-potentiellen Temperaturen ϑ_{ps} der beiden TEMP bestätigt, deren Abnahme mit der Höhe bei Idar-Oberstein zwischen den Druckniveaus 900 und 500 hPa ca. 10 K und bei Essen zwischen 1000 und 700 hPa etwa 20 K beträgt.
- Die im Kopfteil der Radiosondenaufstiege ausgegebene Auswertung verschiedener Parameter ergibt aufgrund der vertikalen Abnahme von ϑ_{ps} mit der Höhe einen KO-Index beim TEMP Essen von -7 und bei Idar-Oberstein von -4.

– Vertikale Mächtigkeit der Quellwolken

Die Gewitter-Auswertung nach Fröstl basiert auf der Wolkenmächtigkeit oberhalb der auf NN bezogenen Nullgradgrenze. Diese Werte werden mit einem eindimensionalen Konvektionsmodell berechnet und betragen für Idar-Oberstein 176 hft und für Essen 138 hft. Die Wolkenobergrenzen liegen damit in 292 hft bzw. 254 hft und somit geringfügig unter 300 hPa (-40 °C) und wenig oberhalb 400 hPa (-25 °C).

– Labilitätsenergie

Die Auswertung der TEMP ergab für Idar-Oberstein eine Labilitätsenergie (CAPE) von 0.80 J g^{-1} oder 800 J kg^{-1} und für Essen von 0.64 J g^{-1} oder 640 J kg^{-1} . Die CAPE-Werte stellen deshalb nur (CAPE(KKN)) dar und CAPE(LFC)-Werte liegen leider nicht vor.

– Vertikales Windprofil

Besonders der TEMP Essen zeigt ein für die Entstehung von Superzellen günstiges Windprofil mit hohen Windgeschwindigkeiten von 25 kn und mehr ab ca. 1200 m ü. Grund.

Die für die Entstehung von Superzellen meist notwendige Rechtsdrehung des Windes in der bodennahen Luftschicht wird von ca. 600 -1100 m ü. Grund sehr ausgeprägt sichtbar. Leider liegen Windwerte tieferer Luftschichten im TEMP nicht vor, weil der Windprofiler den Radiosondenballon erst später erfasst.

4.2.2 Zusammenfassung

Die Wetterlage vom 18.07.2004 war durch einen trog-vorderseitigen Hebungsprozess und einer starker potentieller Labilität gekennzeichnet, einer der synoptischen Voraussetzungen zur Entstehung der Superzellen. Die durch den Hebungsprozess stattfindende Streckungsprozess der Luftsäule bewirkte aufgrund der starken potentiellen Instabilität eine kräftige Labilisierung der thermischen Schichtung.

Einen Hinweis dafür liefern auch die Gewitter-Parameter Total-Totals, S-Index und "Fröstl". Die Werte der Labilitätsenergie (CAPE) erscheinen zwar für die Superzellenbildung mit 800 bzw. 640 kJ kg⁻¹ zwar relativ niedrig, wurden aber nur für normale Labilitätsverhältnisse und nicht für die potentielle Instabilität berechnet.

Auch das vertikale Windprofil zeigt die für die Entstehung von Superzellen notwendigen Voraussetzungen. Die bodennahe Rechtsdrehung des Windes mit der Höhe ist ausgeprägt von etwa 600 - 1100 m vorhanden und der Wind nimmt dann mit der Höhe kräftig weiter zu.

Ein weiteres sichtbares Anzeichen für eine Superzelle stellt die kräftige, kleinräumige horizontale, zyklonale Windscherung dar, die auf dem Doppler-Radarbild als Meso-Zyklone erkennbar wird.

Die Ergebnisse der Fein-Analyse des vorliegenden Datenmaterials der Wetterlage ergibt damit, das ein Teil der Schäden im Raum Duisburg sicherlich durch einen Superzellen-Tornado der Stärke F2 verursacht wurde.

5. Quellenverzeichnis

- [1] *Ohio State University* : *Severe Weather Indices*; <http://twister.sbs.ohio-state.edu/>; *Help Page*; <http://twister.sbs.ohio-state.edu/helpdocs>
- [2] *Liljequist, Cehak; DWD* : *Allgemeine Meteorologie; Wetterrekorde (Stand Januar 1995)*
- [3] *Aerographer's Advanced training series* : <http://www.tpub.com/weather3>
- [4] *MetEd, Meteorology Education & Training* : <http://meted.ucar.edu/awips/validate/> ; <http://meted.ucar.edu/mesoprim/shear/print.htm/> ; <http://meted.ucar.edu/convectn/mcs/mcsweb/mcsframe.htm>
- [5] *National Weather Service Forecast Office* : *Atmospherics Stability Indices*; <http://www.srh.noaa.gov/ffc/html/gloss2.shtml>
- [6] *26th Operational Weather Squadron* : *LI/MLI - (Modified) Lifted Index*; https://ows.barksdale.af.mil/ows_unique/26/web_tfrn/index.cfm?fuseaction=skew_t_indices&indice=Indx_LI-MLI.htm
- [7] *DWD* : *Nowcasting Gewitter, Jacobs, Wilfried, Dr.*
- [8] *Fuell, Kevin* : *Meteorologe, MetEd, Meteorology Education; email vom 14.03.2003*
- [9] *MAP* : *DWD, Meteorologische Applikations- und Präsentations-Software (MAP), Handbuch für den Nutzer, AUTOTEMP, 01.09.1993, Online-Dokumentation mapdok99, bzw. MAP-Rechner*

- [10] *Intranet* : *DWD, DMRZSOFT-Anwendung, Intranet, <http://spse0.dwd.de/ti/ti11/dmrzsoft.html>*
- [11] *26th Operational Weather Squadron* : *Skew-T Indices for Analysis, Forecasting, and Severe Weather; https://ows.barksdale.af.mil/ows_unique/26/web_tfrn/index.cfm?fuseaction=skew_t und . . . [fuseaction=threshold](https://ows.barksdale.af.mil/ows_unique/26/web_tfrn/index.cfm?fuseaction=threshold)*
- [12] *DWD* : *Interaktives TEMP-Auswerteprogramm, ITAP in MAP 2002; Wolfgang Raatz, BDEA*
- [13] *Amt für Wehrgeophysik* : *Flugmeteorologische Beratungshilfen, Fachliche Mitteilungen Nr. 228, ISSN 0342-6025, November 2002*
- [14] *NOAA* : *Operational Products Development Branch, Center for Satellite Applications and Research (NOAA/NESDIS); <http://orbit-net.nesdis.noaa.gov/arad/fpdt>*
- [15] *Blumenthal, B; Durand, F; Krebber, S.* : *Dokumentation zur Entwicklung von Softwaremodulen für die Auswertung von Radiosondenaufstiegen; Institut für Meteorologie der FU Berlin (im Auftrag des DWD); 2000*
- [16] *<http://www.GermanSevereWeather.de>* : *Vorticity und Supercellen*
- [17] *<http://home.earthlink.net/~rmike9/indexTSA.html>* : *Thunderstorm analysis*
- [18] *<http://www.nws.noaa.gov/tdl/scan/HelicityCAPE.html>* : *Calculation of Storm-Relative Helicity and CAPE*
- [19] *<http://meted.ucar.edu/convectn/ausstorm/storm.htm>* : *Storm Type as a Function of Buoyancy and Shear: A Summary*
- [20] *<http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/supercell.htm>* : *Structure and Dynamics of Supercell Thunderstorms*
- [21] *DWD, Manfred Kurz* : *Synoptische Meteorologie, Leitfaden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Offenbach am Main 1990*
- [22] *Helmut Kraus* : *Die Atmosphäre der Erde, eine Einführung in die Meteorologie; Verlag Vieweg, Frühjahr 2000*
- [23] *<http://www.vaughanweather.com/chase/supercell.html>* : *True Supercell vs Supercell*
- [24] *<http://www.spc.noaa.gov/faq/tornado/radscl.htm>* : *The online tornado faq*
- [25] *Doswell III, Charles A.* : *A Primer on Vorticity for Application in Supercells and Tornadoes, Cooperative Institute for Mesoscale Meteorological Studies, Norman Oklahoma; http://www.cimms.ou.edu/~doswell/vorticity/vorticity_primer.html*
- [26] *Baumgardt, Dan* : *LAPS Storm Relative Helicity White Paper, 21.09.2001; <http://www.crh.noaa.gov/arx/awips.htm>*
- [27] *Thompson, R. and Edwards, Roger* : *Forecasting Supercell Type, <http://www.stormtrack.org/library/forecast/sctype.htm>*
- [28] *Spiegel, Wochenmagazin* : *Prisma, Wissenschaft·Technik, Ausgabe 11/2004*

- [29] Moore, Gene : Chase Day, an image site for Tornado chasers, weather photographers, sky lovers and dreamers;
<http://www.chaseday.com/chaseday5.htm> und
<http://www.chaseday.com/SDoutbreak-1.htm>

- [30] NOAA : Supercells and Tornados;
<http://www.crh.noaa.gov/techpapers/service/tsp-10/7supcel-torn.html>

- [31] National Weather Service Forecast Office : 24 June 2003 Tornado Outbreak over southeast South Dakota;
<http://www.crh.noaa.gov/fsd/soo/tor062403/24jun03tor.htm>

- [32] Definitions and Computations : Skew-T log P Diagram and Sounding Analysis Remote Training Module, RTM-230;
<http://www.wdtb.noaa.gov/resources/IC/svrparams/svrparams.pdf>

- [33] Skywarn Schweiz : ESN- European Skywarn Network - Switzerland
http://62.202.7.134/skywarn/edu_sounding.aspx

- [34] Garner, Jonathan M., Thalken, Brian W. : Evaluation of an Experimental Tornado Index
http://www.garnerchase.net/tornado_index.html

- [35] Frederick, A.; Gallus, Dr. W.; Anderson, C. : Estimates of Rear-flank Downdraft Buoyancy as a Predictor of Tornadoogenesis; Anderson Iowa State University;
http://www.weatherpresentations.com/RFD/index_files/frame.htm

- [36] Kuchera, Evan : A Review of the Rear-Flank Downdraft and its Role in Tornadoogenesis ; Department of Geosciences, Nebraska, 1. Mai 2002;
<http://www.geosciences.unl.edu/~ekuchera/papers/RFD.htm>

- [37] DWD : Daten - Austausch-, - Verwaltungs- und - Informations- Dienste, (DAVID) und Meteorologische Applikations- und Präsentations-Software (MAP)

- [38] Sohn, Michael/AP : Zeitschrift "Stern", 21.04.2004;
<http://www.stern.de/politik/panorama>

- [39] <http://tornado.sfsu.edu/Geosciences/classes/m302/hook.html> : Hook Echos on Radar: Signatur of a Mesocyclone

- [40] Habe, Jeff : Interpretation of Skew-T Indices
<http://www.theweatherprediction.com/thermo/interpret/>

- [41] Weather Explorer : Tornado-Indices
http://www.knminl.voortl/verken/english/tornado_doce_html

- [42] Programm Overview : Beschreibung der Gewitter-Indizes eines NOAA-Softwareprogrammes;
http://www.google.de/search?q=cache:EsD2p4wfRpsJ:www1.ncdc.noaa.gov/pub/software/cdrom/rsonde/sharp_exe/MAIN.HLP+%22Mean+Storm+Inflow%22&hl=de

- [42] Lang, Peter, DWD : PowerPoint-Präsentation, Tornado-Workshop 24./25.02.2005

- [43] National weather Service : Warning Decision and Training Branch; Capabilities of Thermodynamic and Kinematic Severe Weather Parameters; <http://www.wdtb.noaa.gov/sitemap.html>

- [44] mesolab.meas.ncsu.edu/~lilyn/mea713/Ch1_Note.doc : Introduction to Mesoscale Dynamics, Chapter 1 Overview