

5.1.3 Ebenes Gelände

Als eine Basis für vergleichende weitere Simulationen wurden mit dem endgültigen Stand des Wolkenphysik-KAMM Rechnungen über ebenem Gelände durchgeführt. Dabei handelte es sich um die mit „Grasland“ bedeckte Standard-Bodenart „Sandiger Lehm“. Die Maschenweiten betrugen horizontal $\Delta x = \Delta y = \Delta = 1$ km, die Höhe des Modellgebiets $H = 18$ km. Das 65^3 -Gitter wies in der Vertikalen Maschenweiten von etwa 10 bis einige 100 m auf. Als Anströmung wurde ein barotroper Grundstrom aus Westsüdwest mit 10 m s^{-1} vorgegeben. Die thermische Schichtung entsprach bereits weitgehend der in Tab. 5.3 gezeigten und ließ Wolkenobergrenzen von 8 bis 9 km zu.

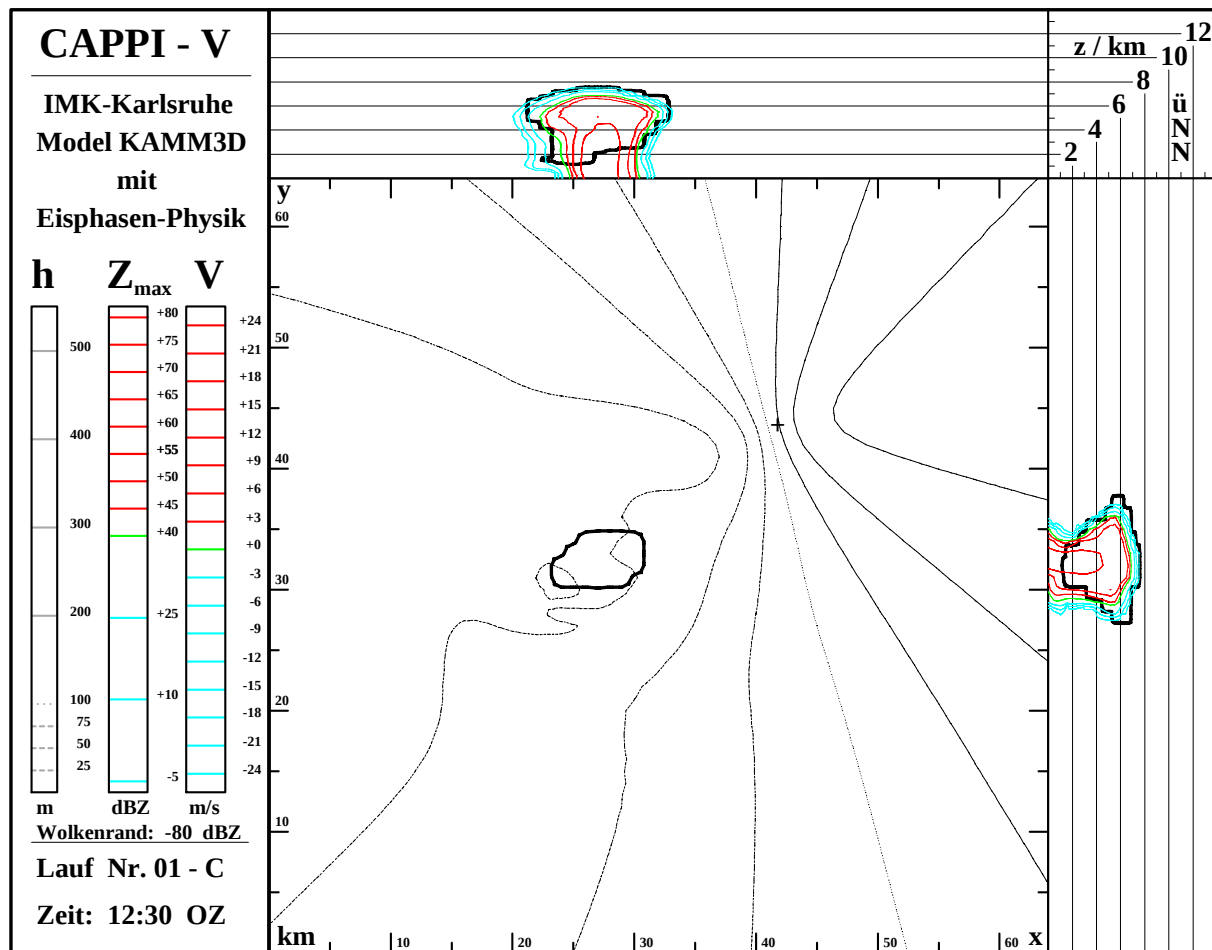


Abbildung 5.12: Die CAPPI- v Darstellung in 3.2 km ü. NN mit MAX_CAPPI- z Seitenrissen um 12:30 OZ liefert eine nicht sehr stark ausgeprägte Divergenz- und Konvergenzsignatur in der Wolke.

Die Simulation wurde zum Zeitpunkt 11:00 Ortszeit gestartet und eine Stunde ohne besonderen Konvektionsantrieb integriert. In dieser Zeit sollte das KAMM-Modell aus den Grundzustandswerten selbständig in Bodennähe angepasste Profile von v_h , Θ und q_d ausbilden. Um 12:00 OZ fand die Initialisierung der Konvektion mit einer 4 K Θ_e -Anomalie von 10 km Radius mit Zentrum in 1.5 km über dem Erdboden statt. Dieser Simulationsverlauf dient außerdem als Vergleichsbasis für das Studium des Einflusses eines Einzelberges im folgenden Abschnitt 5.1.4.

Aus dieser Anfangssituation entwickelte sich schnell eine kräftige Schauer / Gewitterwolke, die mit der Strömung durch das Modellgebiet zog. Weil kein gescherter Grundzustand vorgegeben wurde, war nicht zu erwarten, daß der Sturm eine sehr komplexe Struktur entwickeln würde. Weder Rotationen in der

Wolke, noch eine z. B. von Houze (1993) und Hannesen (1998) beschriebene Zellteilung war zu erwarten. Am ehesten ist der hier simulierte Fall deshalb mit einem typischen Einzelzellen-Wärmegewitter im Sommerhalbjahr zu vergleichen.

Die Dokumentation der Simulationsergebnisse beginnt um 12:30 Ortszeit, 30 min nach Initiieren der Cb-Wolke. Wie die im Anhang A genauer beschriebene CAPPI- v Graphik Abb. 5.12 in den zusätzlichen MAX_CAPPI- z Seitenrissen zeigt, hat die nach Nordosten ziehende Wolke eine Obergrenze von 8 km ü. NN erreicht und auf ihrer Rückseite eine Wolkenbasis von 1.5 km ü. NN. Zu diesem Zeitpunkt erreicht der Regen gemäß Tab. 5.1 gerade mit einer maximalen Intensität von $\mathcal{R}_{\max} = 167 \text{ mm h}^{-1}$ den Boden, was Reflektivitätswerten von 55–60 dBZ entspricht. Im oberen Teil ist die Wolke schon sehr breit und scheint ihre volle Reife schon leicht überschritten zu haben.

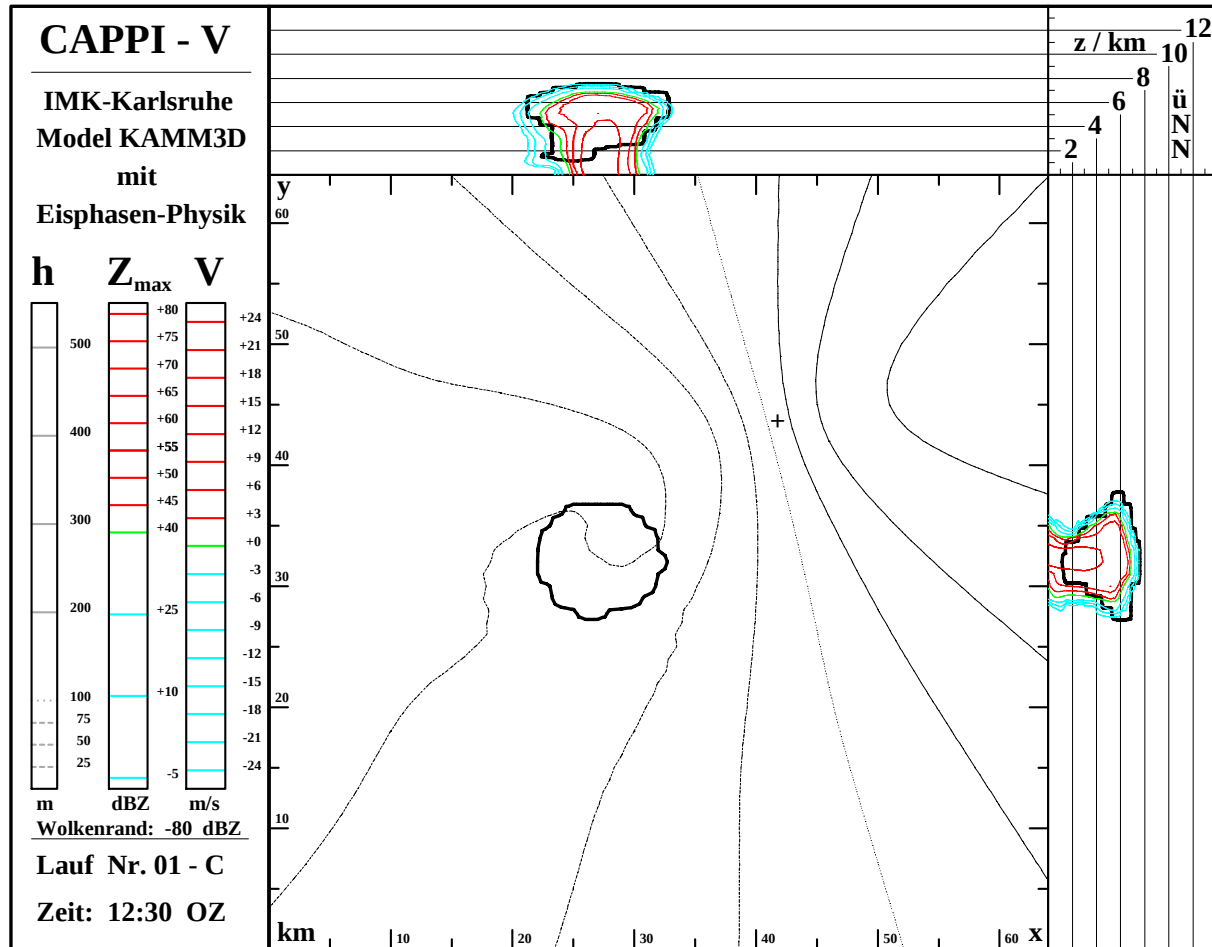


Abbildung 5.13: Wie Abb. 5.12, aber in 6.5 km ü. NN. Hier überwiegt klar die Horizontaldivergenz gemäß der Ausführungen im Anhang A und offenbart im Vergleich zu Abb. 5.12 eine Fluß-Asymmetrie, die den beginnenden Zerfall der Zelle vorankündet.

Die zentrale Draufsicht der Abb. 5.12 zeigt in einem CAPPI- v das Radialwindfeld bezüglich eines willkürlich positionierten Radars in einer Ebene in 3.2 km ü. NN, in das der Wolkenumriß in dieser Höhe als dicke Linie eingezeichnet ist, ebenso wie der Standort des imaginären Radars (+). In 3 m s^{-1} Intervallen ist die radiale Dopplergeschwindigkeit v_r durch Isotachen dargestellt. Man erkennt die typische Hyperbelstruktur durch den Grundstrom, vor allem im Lee des Radars. Die asymptotische Gerade $v_r = 0 \text{ m s}^{-1}$ verläuft als punktierte Linie nicht ganz genau durch den Radarstandort und zeigt damit einen geringen Vertikalwind an. Bei rein horizontaler Strömung verlief sie jedoch genau durch die Radarposition.

Tabelle 5.1: Zeitlicher Verlauf der Extremwerte von w , ρq sowie $\mathcal{R}$ und $\mathcal{P}_{ac}$; ebene Orographie.

$\frac{t}{\text{min}}$	OZ	$\frac{w_{\text{max}}}{\text{m s}^{-1}}$	$\frac{-w_{\text{min}}}{\text{m s}^{-1}}$	$\frac{\rho q_{c,\text{max}}}{\text{g m}^{-3}}$	$\frac{\rho q_{i,\text{max}}}{\text{g m}^{-3}}$	$\frac{\rho q_{r,\text{max}}}{\text{g m}^{-3}}$	$\frac{\mathcal{R}_{\text{max}}}{\text{mm h}^{-1}}$	$\frac{\mathcal{P}_{ac,\text{max}}}{\text{mm}}$
60.0	12:00	0.00	0.02	0.0000	0.0000	0.0000	0.00	0.00
65.0	12:05	5.46	0.78	0.7719	0.0541	0.0000	0.00	0.00
70.0	12:10	9.90	2.20	2.1510	0.5275	0.7641	0.00	0.00
75.0	12:15	13.20	2.86	2.4306	1.3671	5.1176	0.00	0.00
80.0	12:20	16.30	2.76	2.4704	1.5548	5.0361	0.00	0.00
85.0	12:25	11.62	3.44	1.4811	1.6599	6.7089	0.00	0.00
90.0	12:30	3.80	4.80	0.5114	1.7075	7.1792	167.26	5.13
95.0	12:35	2.80	4.61	0.4569	1.7001	5.9647	142.21	17.49
100.0	12:40	2.64	4.39	0.2289	1.6868	5.6715	132.51	21.45
105.0	12:45	4.31	4.06	0.1933	1.9047	5.7002	135.64	21.47
110.0	12:50	1.99	1.61	0.1000	2.0693	0.8348	15.81	21.47
115.0	12:55	1.74	2.64	0.1300	1.9401	0.1963	1.21	21.47
120.0	13:00	1.46	3.18	0.1507	1.6163	0.1628	< 0.01	21.47
125.0	13:05	4.34	3.68	0.0645	1.0622	0.0456	0.00	21.47
130.0	13:10	2.22	2.94	0.1106	0.4319	0.0017	0.00	21.47

Im Bereich der Cb-Wolke ergeben sich größere Inhomogenitäten, verglichen mit der ungestörten Umgebung. Am Ostnordost-Rand der Wolke ist $|v_r|$ vermindert, im Zentrum erhöht und am Westsüdwest-Rand wieder vermindert. Dies entspricht einer im Anhang A mithilfe der Abb. A.2 erläuterten Konvergenzsignatur am Vorderrand und einer Divergenzsignatur an der Wolkenrückseite. In Ausbreitungsrichtung dominiert die Konvektion im Bereich des Aufwinds, vgl. die MAX_CAPPI-Seitenrisse, auf der Westsüdwestseite überwiegt bereits die durch den Niederschlag verursachte Divergenz. Das zeigt auf, daß die Wolke schon über ihre maximale Entwicklung hinweg ist und entspricht Stadium 3 in Abb. 2.2.

Die CAPPI- v Darstellung in 6.5 km ü. NN zum gleichen Zeitpunkt 12:30 OZ liefert weitere Indizien hierfür. In diesen Höhen findet sich eine deutliche, fast klassische Divergenzsignatur mit erhöhtem $|v_r|$ radarseitig und vermindertem $|v_r|$ auf der radarfernen Seite des Sturmes. In dieser Höhe liegt ein großräumiger Massenfluß aus der Zelle heraus vor, der nicht mehr durch sein Gegenstück in tieferen Schichten kompensiert wird. Es liegt also eine Fluß-Asymmetrie vor, die anzeigt, daß die Zelle sich bereits auflöst.

Auch Tab. 5.1 läßt diese zeitliche Entwicklung erkennen. Um 12:30 OZ ist der Aufwind schon von 11.62 m s^{-1} auf 3.80 m s^{-1} zurückgefallen, ab jetzt dominiert stattdessen der von den Niederschlagsmassen und deren Verdunstungskälte angetriebene Abwind. Auch die Vereisung der Wolke nimmt prozentual stark zu, die Gehalte an Regenwasser ρq_r verbleiben aber vorerst noch auf hohem Niveau.

Die Niederschlagsakkumulation $\mathcal{P}_{ac}$, in der Radarmeteorologie normalerweise als PAC bezeichnet, visualisiert die zeitlich integrierte Niederschlagsmenge am Erdboden entlang des Zugwegs des Schauers und wird konventionell in Millimetern angegeben. Diese Größe wird am besten schon während des Simulationslaufs mitberechnet, damit man die zeitliche Integration mit dem kleinen numerischen Zeitschritt Δt_c durchführen kann, anstatt *a posteriori* Einzelwerte der Regenrate am Boden im Abstand von etwa 5 bis 10 min aufzusummieren.

Der integrierte Niederschlag am Boden als PAC in Abb. 5.14 a, dessen Isohyeten für $\mathcal{P}_{ac} \geq 0.1$ mm in Schritten von 2.5 mm aufgetragen sind, offenbart ein langgezogenes Maximum mit $\mathcal{P}_{ac} \simeq 18$ mm. Das absolute Extremum mit 21.5 mm findet sich gleich am Beginn des Schauers, dessen Niederschlagsgebiet zum Ende hin etwas breiter wird. Daß die maximale Regenmenge am Beginn der Spur des Schauers am Boden gefunden wird, liegt nicht daran, daß der Schauer dort längere Zeit ortsfest blieb, sondern daß an dessen Anfang auch die höchsten Regenraten auftreten: Tab. 5.1 zeigt hier $\mathcal{R}_{\max} \simeq 167 \text{ mm h}^{-1}$, bevor $\mathcal{R}_{\max}$ sich in den darauffolgenden 20 min auf Werte von etwa 130–140 mm h^{-1} einpendelt.

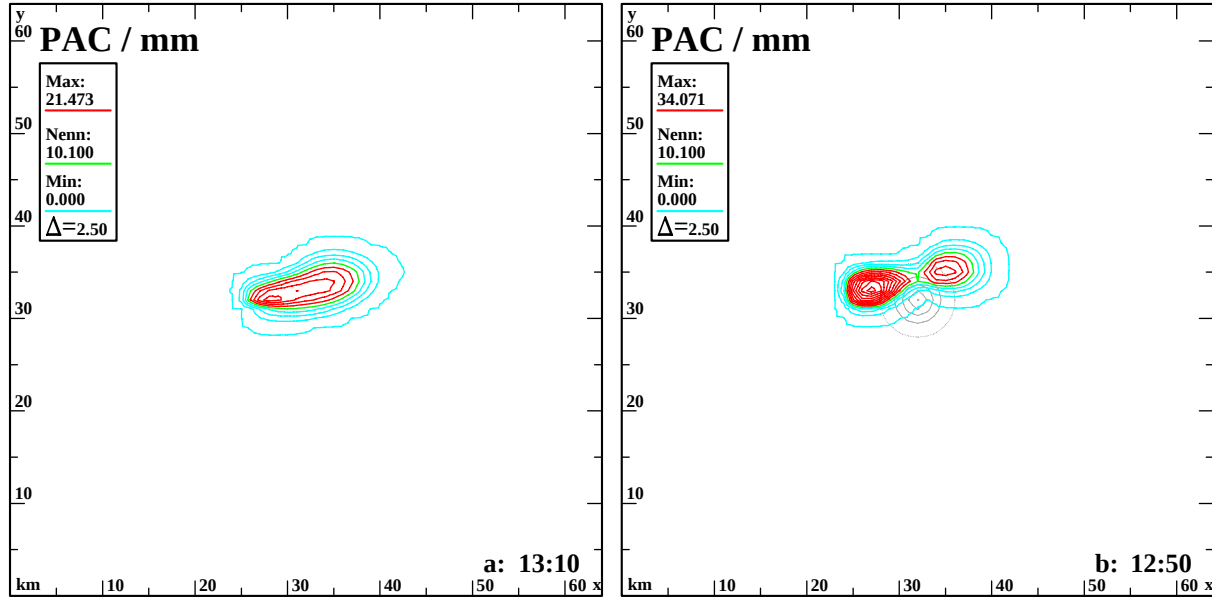


Abbildung 5.14: Niederschlagssummen von 12:30 OZ für ebenes Gelände (a) bis 13:10 OZ, für den Einzelberg (b) nur bis 12:50 OZ. Die Konturierung der Isohyeten erfolgt ab $\mathcal{P}_{ac} \geq 0.1$ mm alle 2.5 mm.

5.1.4 Einzelberg

Der als Vergleichsbasis dienende KAMM-Simulationslauf aus dem vorigen Abschnitt 5.1.3 wurde wiederholt, allerdings wurde jetzt im Zentrum des Gebiets bei $x = y = 32$ km ein einzelner rotationssymmetrischer Berg mit $h_{\max} = 500$ m vorgegeben. Es handelt sich dabei um den wohlbekannten „Hexenberg“ mit einem Halbwertsradius $a = 2$ km:

$$h(x, y) = \frac{h_{\max}}{1 + \left(\frac{r}{a}\right)^2} \quad .$$

Wiederum wurde die Simulation um 11:00 Ortszeit gestartet. Nach kurzer Zeit bildete sich im Lee des Berges eine Konvergenzlinie, die gemäß Tab. 5.2 Auf- und Abwinde von etwa 2 m s^{-1} im Grenzschichtniveau von $z_i \simeq 1.5$ km über Grund erzeugte. Diese induzieren nach $t = 60$ min Simulationszeit eine flache orogene Wolke in etwa 25 km Entfernung von der Bergkuppe, die sich in den nächsten 5 min deutlich verdichtet. Es handelt sich dabei um einen der Orographieeffekte auf die Wolkenbildungsprozesse, die im Abschnitt 2.1 schon angesprochen worden waren.

Im gleichen Zeitraum, genau um 12:00 OZ wird aber auch die Gewitterkonvektion mit der schon beschriebenen Θ_e -Blase im Luv des Berges entfacht. Auch in dieser Vergleichssimulation hat die sich bildende Cb-Wolke um 12:30 OZ ihre maximale Ausdehnung erreicht, und ihr Niederschlag erreicht gerade den Erdboden.

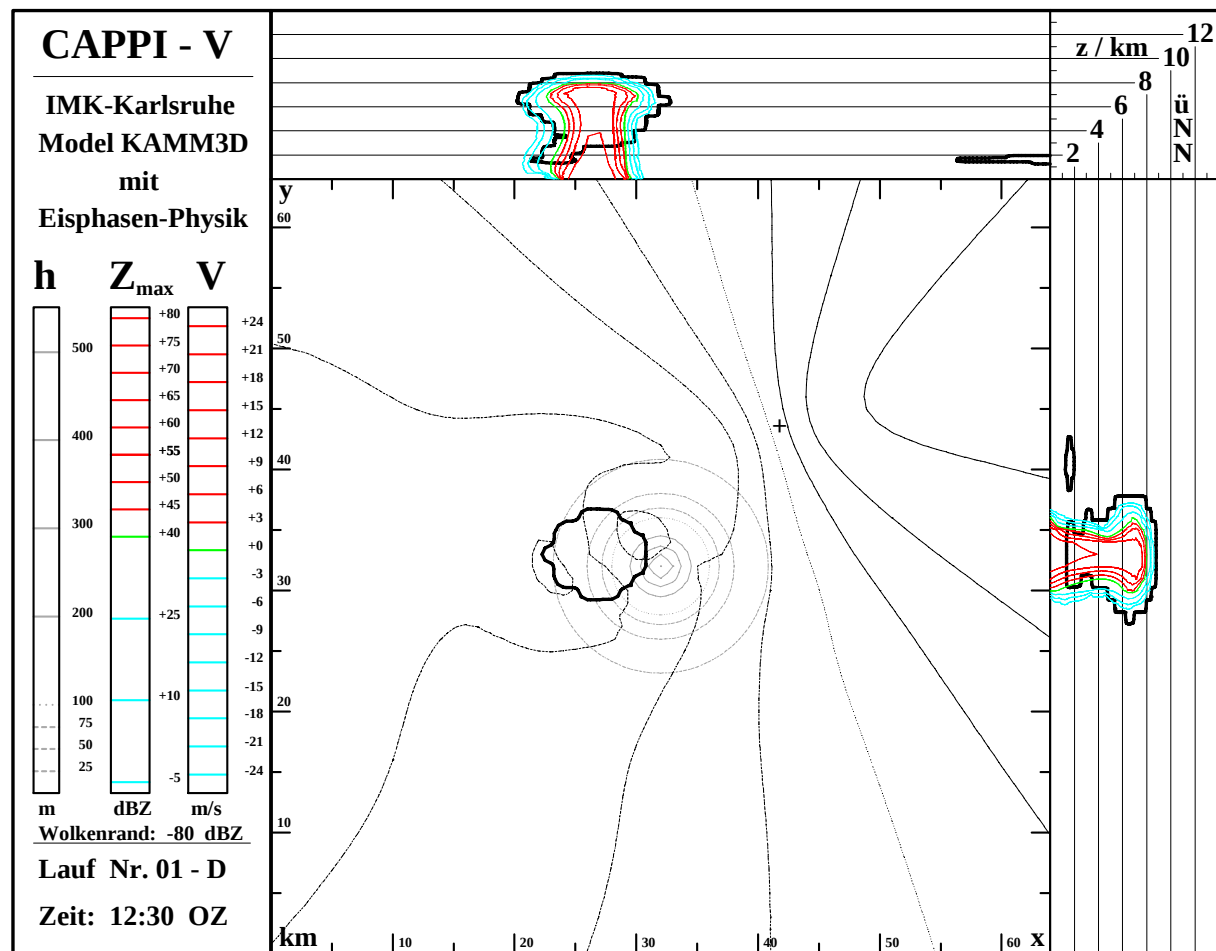


Abbildung 5.15: CAPPI- v im Niveau 5 km ü. NN um 12:30 OZ. In dieser Höhe findet man ein Konvergenzmuster vor. Die kreisförmigen dünnen durchbrochenen Isohypsen veranschaulichen die Hexenberg-Orographie im Zentrum des Gebiets mit einer maximalen Geländehöhe von 500 m ü. NN.

Es ergeben sich aber wesentliche orographiebedingte Unterschiede zum vorher untersuchten Fall ohne Geländeeinfluß. Wie Abb. 5.15 in den Seitenrissen mit MAX_CAPPI- Z Darstellung um 12:30 OZ außer der oben erwähnten Lee-Wolke ostnordöstlich des Berges in 1.5 km ü. NN zeigt, liegt die Wolkenobergrenze des Gewitterschauers jetzt bei 9 km ü. NN, also 1 km höher als im Fall ebenen Geländes. Die Reflektivität überschreitet jetzt 60 dBZ deutlich² und führt gemäß Tab. 5.2 kurzzeitig zu einer sehr großen Regenrate von $\mathcal{R} \simeq 421 \text{ mm h}^{-1}$. Die Wolkenbasis liegt auf der Rückseite des Gewitters wiederum bei 1.5 km ü. NN, der Cb ist also um etwa 1 km mächtiger als sein Gegenpart in der Basissimulation. Die regelmäßige Pilzform der Reflektivität Z läßt erkennen, daß sich diese Wolke in ihrer Entwicklung noch nicht in der Auflösungs- sondern in der Reifephase befindet.

Die CAPPI- v in 5.0 km ü. NN in der Draufsicht von Abb. 5.15 liefert eine eindeutige und kräftige Konvergenzsignatur, was in dieser Höhe ein Indiz für eine sehr intensive konvektive Entwicklung ist. Die Horizontalkonvergenz geht weit über den Wolkenrand hinaus und zeigt die Bedeutung der gesamten Dynamik des Konvektionssystems „Wolke“. In 8 km ü. NN findet man in dem CAPPI- v der Abb. 5.16 ein ebenso klares Divergenzmuster, das wiederum sehr großflächig ist. Hier liegt anscheinend noch keine nennenswerte Fluß-Asymmetrie vor, dieser Zeitpunkt 12:30 entspricht daher ziemlich genau dem Maximum der Wolkenentwicklung.

²Die höchsten Reflektivitäten von $Z \simeq 60 \text{ dBZ}$ reichten in dieser Simulation bis maximal etwa 5 km ü. NN hinauf.

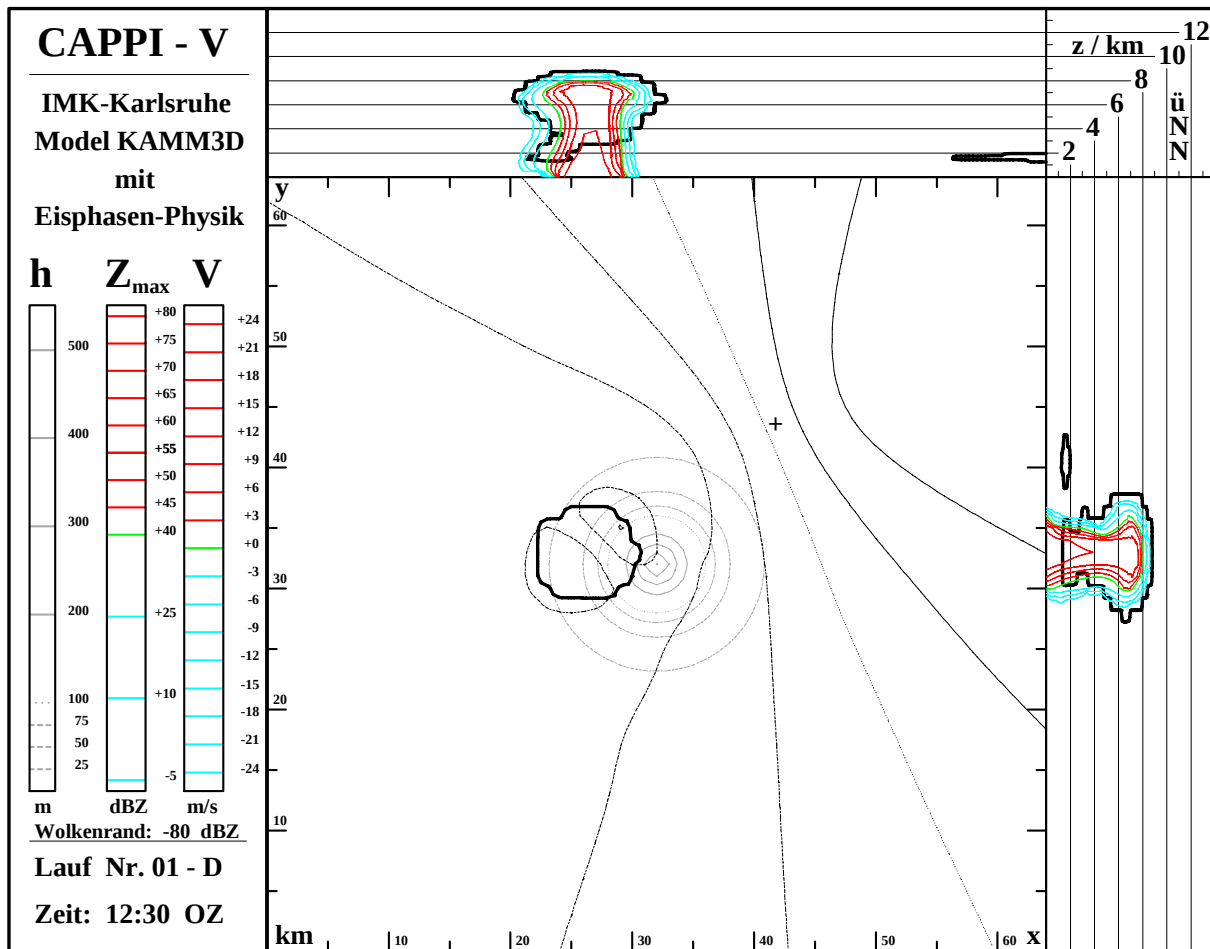


Abbildung 5.16: Wie Abb. 5.15, aber in 8 km ü. NN. Hier dominiert eine deutliche Horizontaldivergenz.

Das wird auch durch die weiteren Daten aus der Tab. 5.2 gestützt. Maximaler Auf- und Abwind sind fast genau im Gleichgewicht mit Werten von $+5.78 \text{ m s}^{-1}$ und -5.10 m s^{-1} . Die Vereisung der Wolke gewinnt aber bereits die Oberhand, und nur 5 min später befindet sich auch diese Wolke im Zerfall. Die Regenrate fällt ab 12:35 OZ zurück und hat um 12:45 noch einmal ein lokales Maximum von ca. 173 mm h^{-1} . Die höchste gefallene Niederschlagsmenge am Boden $\mathcal{P}_{ac}$ findet sich wieder am Anfang des Regengebiets und liegt mit gut 34 mm über 58 % höher als in der Basissimulation ohne Orographie.

Die Abb. 5.14 b schließlich zeigt wiederum mit Isohyeten ab $\mathcal{P}_{ac} = 0.1 \text{ mm}$ in 2.5 mm-Schritten das starke erste Maximum der Niederschlagssumme auf der Luvseite des Hexenbergs, ein Minimum in der Gipfelregion und ein zweites Maximum mit über 18 mm nach Passieren des Leehangs beim Eintritt in die Ebene. Beachtet werden muß dabei, daß dieser Gewitterschauer nicht bis zu seinem völligen Verebben integriert wurde. Daher ist im Gegensatz zur Abb. 5.14 dieses PAC nicht komplett. Aufgrund der zum Schlußzeitpunkt 12:50 noch immer hohen Regenrate von gut 95 mm h^{-1} ist es wahrscheinlich, daß auch das $\mathcal{P}_{ac}$ -Nebenmaximum im Lee die 20 mm-Marke noch überschritten hätte.

Welche Gründe kommen für die so unterschiedliche Menge und räumliche Verteilung des Niederschlags in dieser Simulation mit Einzelberg in Frage? Zum einen wird durch die orogene Hebung im Luv die Konvektion verstärkt. Die Wolke reicht 1 km höher als über ebenem Gelände. Dadurch steht ein größeres involviertes Luftvolumen zur Niederschlagsbildung zur Verfügung, und das in der Cb-Wolke vorhandene Regenwasser wird durch den stärkeren, großflächigeren Aufwind länger in der Wolke gehalten, bevor es schlagartig ausfällt. Das erklärt das gegenüber dem Fall ebenen Geländes um 58 % erhöhte Maximum der Niederschlagsmenge $\mathcal{P}_{ac}$ im Luv des Berges. Die Anfangs-Regenrate $\mathcal{R}_{\max}$ liegt hier sogar um 152 %

Tabelle 5.2: Wie Tab. 5.1, aber für die Simulation mit Hexenberg–Orographie.

$\frac{t}{\text{min}}$	OZ	$\frac{w_{\text{max}}}{\text{m s}^{-1}}$	$\frac{-w_{\text{min}}}{\text{m s}^{-1}}$	$\frac{\rho q_{c,\text{max}}}{\text{g m}^{-3}}$	$\frac{\rho q_{i,\text{max}}}{\text{g m}^{-3}}$	$\frac{\rho q_{r,\text{max}}}{\text{g m}^{-3}}$	$\frac{\mathcal{R}_{\text{max}}}{\text{mm h}^{-1}}$	$\frac{\mathcal{P}_{ac,\text{max}}}{\text{mm}}$
55.0	11:55	1.93	1.78	0.0000	0.0000	0.0000	0.00	0.00
60.0	12:00	1.92	1.76	0.1672	0.0000	0.0000	0.00	0.00
65.0	12:05	4.68	1.04	0.6859	0.0000	0.0000	0.00	0.00
70.0	12:10	7.37	1.18	2.2643	0.1412	0.5547	0.00	0.00
75.0	12:15	9.98	1.66	2.1015	0.4667	6.1174	0.00	0.00
80.0	12:20	11.10	1.97	1.8624	1.2521	12.3431	0.00	0.00
85.0	12:25	9.69	2.15	0.6205	1.9244	14.3422	0.00	0.00
90.0	12:30	5.78	5.10	0.3905	2.0669	15.6681	421.17	11.67
95.0	12:35	1.73	3.41	0.2137	2.1561	7.8722	192.52	33.36
100.0	12:40	1.91	6.53	0.1927	2.1528	7.9794	82.99	34.07
105.0	12:45	3.16	9.75	0.2296	1.8923	8.5230	173.02	34.07
110.0	12:50	3.00	5.96	0.3139	2.0126	4.1762	95.49	34.07

höher als im Basisfall ohne Orographie. Von der übergroßen Last des Niederschlagswassers befreit, und noch im Bereich der orogenen Hebung, intensiviert sich der Wolkenaufwind wieder und führt zu erneuter Regenbildung. Dieses Nebenmaximum wird um 12:45 erreicht, 15 min nach dem Beginn des Sturms. In dieser Zeit wurde der Berg von der Gewitterzelle bereits überquert, so daß dieser Niederschlag im Lee schon fast in der Ebene fällt. Offenbar benötigten die regenbildenden Prozesse in der Wolke soviel Zeit, daß die Intensivierung der Zelle im Luv erfolgt, aber erst einige Kilometer weiter stromab zu einer Erhöhung der Niederschlagsmenge führt.

5.1.5 Böenfronten

Ein Phänomen, das — wie im Abschnitt 5.1.1 schon angerissen wurde — mit Gewitter–Niederschlägen verbunden sein kann, sind Fallböen (*downbursts*) und zugehörige Böenfronten (*gust fronts*), die von Fujita (1981) im Zusammenhang mit Tornados grundlegend klassifiziert wurden. Solche Böenkragen bilden sich, wenn der mit dem Gewitterschauer verbundene Abwind sehr stark und/oder langandauernd und verglichen mit der äquivalent–potentiellen Temperatur Θ_e der bodennahen Luft in der atmosphärischen Grenzschicht deutlich kälter ist. Als Antrieb des kalten Abwindes kommen zwei Mechanismen in Frage, die man sich anhand der zum Ende des Abschnitts 4.1.5 hervorgehobenen anschaulichen Formulierung des Auftriebsterms in der dritten Bewegungsgleichung für den Vertikalwind w klarmachen kann. Diese Form des Auftriebsterms lautet wie gezeigt bei einem hydrometeorfreien Grundzustand wie auch im KAMM–Modell mit der Hilfsgröße $\epsilon = (R_D/R_L - 1)$

$$\partial_t w \propto g \frac{\Theta_\rho - \Theta_{\rho 0}}{\Theta_{\rho 0}} = \frac{g}{\Theta_{\rho 0}} \left[(\Theta - \Theta_0) + \Theta_0 \epsilon (q_d - q_{d0}) + q_d \epsilon (\Theta - \Theta_0) - \Theta \sum_{\xi} q_{\xi} \right] . \quad (5.2)$$

Die angesprochenen Mechanismen des Fallwindantriebs sind dann:

1. Die Gewichtskraft der im Luftstrom vorhandenen Hydrometeore q_{ξ} . Diese stets abwindverstärkende Kraft geht im Auftriebsterm gemäß Gl. (5.2) linear mit den Produkten aus potentieller Tempe-