

Fallstudie eines Süd- und eines Nordföhns über den Alpen

Reinhold Steinacker, Institut für Meteorologie, Universität Innsbruck
Vortrag anlässlich des XVII. OSTIV-Kongresses in Paderborn, Deutschland (1981)

Für Studien der dreidimensionalen grossräumigen atmosphärischen Strömung werden meist konservative Grössen als Tracer herangezogen. Die Potentielle Temperatur Θ hat sich dabei vielfach als geeignet erwiesen [1]. Werden also synoptische Analysen auf Isentropenflächen angefertigt ($\Theta = \text{const.}$), so können z.B. im stationären Fall einer Gebirgsüberströmung Stromlinien gleichzeitig als Trajektorien aufgefasst werden. Im nichtstationären Fall können Trajektorien mittels Iterationsverfahren konstruiert werden [2, 3].

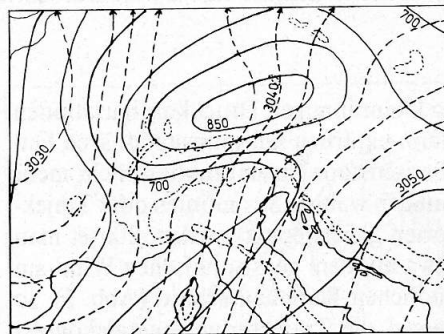
Diesbezügliche Untersuchungen im Alpenraum [4] weisen auf Schwierigkeiten hin, die durch das Fehlen von inneralpinen Radiosondierungen entstehen. Zwar kann die Höhe bzw. der Druck einzelner Isentropenflächen mit Hilfe der Bergstationen auch über den Alpen relativ genau fixiert werden, das Montgomerypotential als isentrope Stromfunktion kann jedoch nur aus Radiosondendaten berechnet werden. Um auch hierfür die Messwerte der Bergstationen mitverwenden zu können, eignet sich eine graphische Methode [5], die darauf basiert, dass auf Isothermen der Druckflächen = Isobaren der Isentropenflächen für das Montgomerypotential gilt:

$$M = c_p T + gz = \text{const} + \Phi$$

mit c_p = spezifische Wärme bei konstantem Druck, T = Temperatur, g = Schwerkbeschleunigung, z = geometrische Höhe, Φ = Geopotential.

Dazu benötigt man Analysen der geopotentiellen Höhe einzelner Druckflächen, welche mit Hilfe der Bergstationen mit grosser Genauigkeit [6] auch über dem Alpengebiet die erforderliche Auflösung erlauben. Abb. 1 führt eindringlich vor Augen, wie unterschiedlich Isentropenanalysen im Alpenbereich mit und ohne Verwendung synoptischer Alpenstationen sein können.

Neben der Analyse der eigentlichen Südföhnphase ist auch der Aufbau einer Südföhnlage interessant. In der Mehrzahl der Fälle tritt dabei ein Drehen der grossräumigen Strömung von W auf S ein, entsprechend dem hier untersuchten Fall zwischen dem 14. und 16.3.1979. In Abb. 2 ist die Isentropenfläche 297K in 12stündigen Intervallen wiedergegeben. Diese Fläche lag während der gesamten Periode etwa im mittleren Alpenhauptkammniveau. Zu Beginn herrscht im Alpenraum eine schwache W-Strömung bei Warmluftadvektion im N- und W-Alpenbereich. 12 Stunden später weist die



15. 3. 1979 1200GMT $\Theta = 297\text{K}$

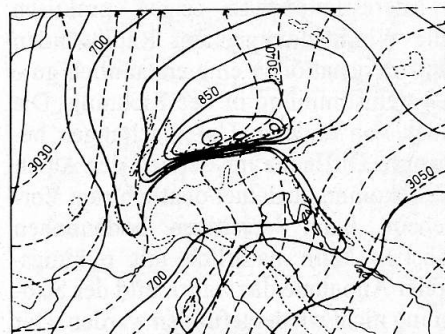


Abb. 1. Vergleich der Isentropenanalyse $\Theta = 297\text{K}$ am 15.3.1979 1200GMT mit (unten) und ohne (oben) Verwendung der Alpenstationen. Durchgezogene Linien sind Isobaren, strichlierte sind Isolinen von M/g in Einheiten gpdam.

Zusammenfassung:

Die alleinige Verwendung des derzeitigen Radiosondennetzes im Alpenraum lässt nur ein recht grobes Bild der Über- bzw. Umströmung der Alpen zu. Mehr Details erhält man bei Analysen unter Heranziehung des synoptischen Netzes, insbesondere der Messwerte von Bergstationen. Bei der Überströmung von Gebirgen wie den Alpen spielt die Luftfeuchtigkeit eine nicht zu vernachlässigende Rolle. Deshalb sind hier Isentropenanalysen nur beschränkt verwendbar. Geeignete Analysetechniken führen jedoch zu einem realistischen Bild der dreidimensionalen Bewegungsvorgänge.

Strömung bereits eine S-Komponente auf, wobei sich eine Warmluftzunge von SW bis zum Alpennordrand erstreckt.

Dies ist der Zeitpunkt des Einsetzens des «flachen» Föhns, wobei, bedingt durch die starke Konzentration des Gradienten am Alpenkamm, besonders die Passstationen sowie deren nördliche Nachbarstationen kräftige Südwinde melden. Die Pässe wirken wie Löcher in einer Mauer, durch die ein Druckausgleich stattfinden kann. Die hohen Gipfelstationen melden hingegen noch meist schwächere Winde, teils aus West. Dieser «flache» Föhn hält noch bis zum Morgen des 15.3. an, erst dann kommt es, bedingt durch das Drehen der Höhenströmung auf S, zum eigentlichen «hochreichenden» Föhn. Zum letzten abgebildeten Termin befinden sich nur noch die Ostalpen in der Föhnströmung, während von SW eine Kaltfront vorrückt.

Nun soll die Detailstruktur der Föhnströmung betrachtet werden (Abb. 3). Zum Zeitpunkt 15.3. 1200GMT war der hochreichende Föhn am besten ausgeprägt, zudem kann das Druckfeld für einige Stunden als annähernd stationär betrachtet werden. Auffallend dabei ist, dass der Anstieg der Isentropenfläche im Luv recht flach ist, etwa dem synoptischen Scale entsprechend. Der leeseitige Abstieg ist dagegen sehr steil. Die isentrope Stromfunktion zeigt erwartungsgemäss im Luv eine antizyklonale, im Lee eine zyklonale Krümmung mit kräftigem Gradienten über dem Alpenbogen. Bei

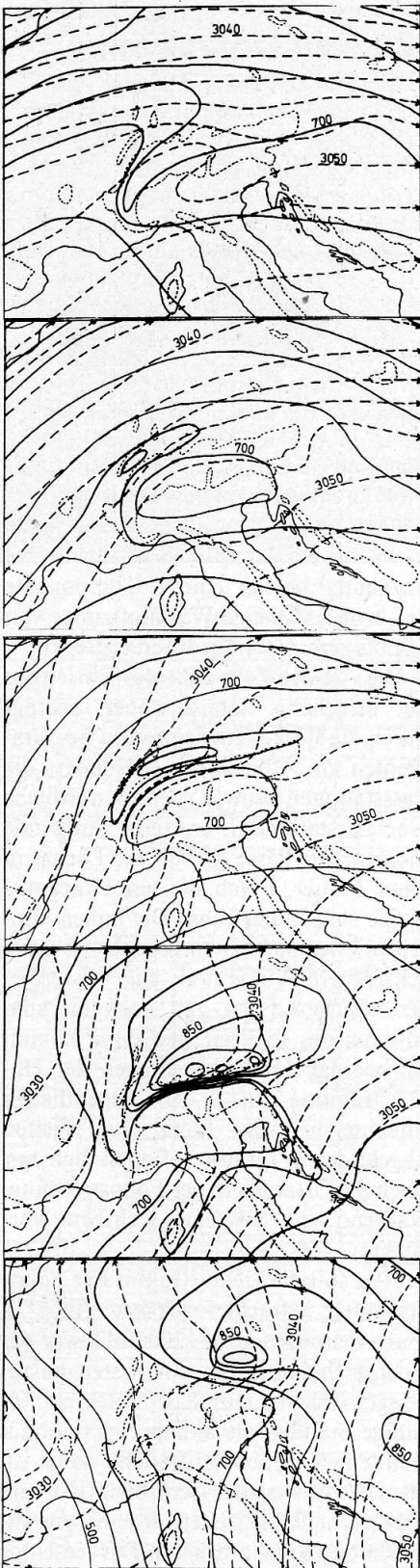


Abb. 2. 12stündig aufeinanderfolgende Analysen der isentropen Fläche $\Theta = 297\text{K}$ vom 14.3.1979 0000GMT (oben) bis 16.3.1979 0000GMT (unten). Linien wie in Abb. 1.

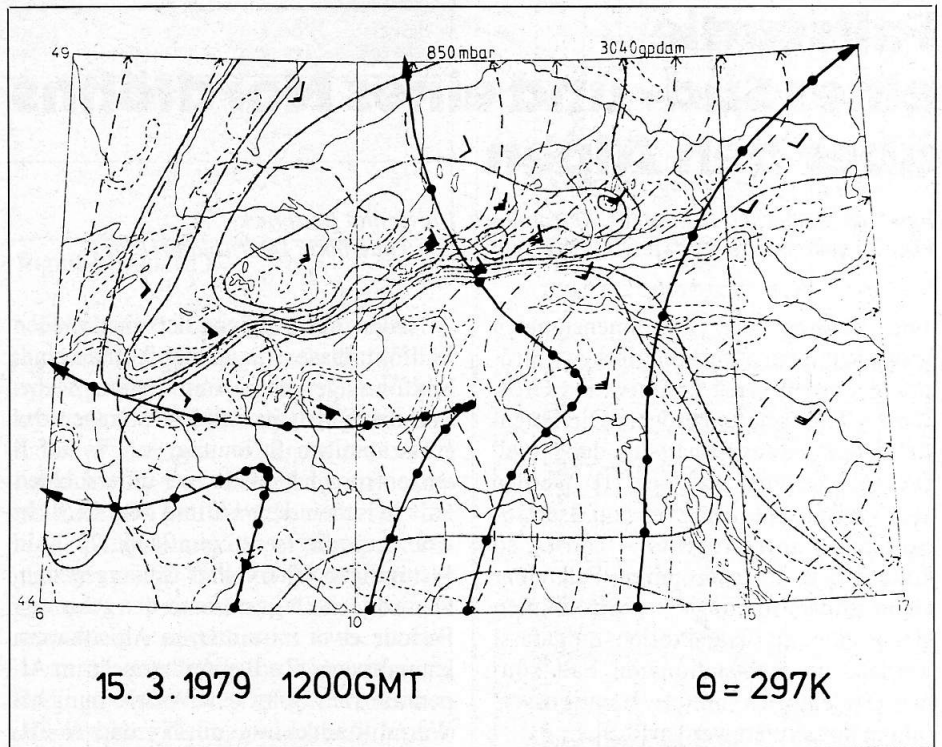


Abb. 3. Feinanalyse der Isentropenfläche 297K. Dünne durchgezogene Linien Isobaren von 50 zu 50 mbar. Strichliert: Isolinien von M/g von 10 zu 10 gpdam. Dicke durchgezogene Linien Trajektorien in Stunden-Schritten (Punkte) bestimmt.

so kleinräumigen Druckkonfigurationen kann natürlich selbst im stationären Fall die isentrope Stromfunktion nicht mehr mit den wahren Stromlinien oder Trajektorien gleichgesetzt werden. Startet man etwa mit dem geostrophischen Wind am südlichen Kartenausschnitt (Abb. 3), so zeigen die Trajektorien (energiekonservativ) eine starke Abweichung von der Stromfunktion M.

Interessanterweise zeigen praktisch alle Windmeldungen der Radiosonden und Bergstationen eine erstaunlich gute Übereinstimmung in der Richtung. Die auch von anderen Untersuchungen bekannte Diffizienz im Bereich der Alpen [7, 4] kommt auch hier deutlich zum Vorschein. Beim leeseitigen bodennahen Abstieg kann natürlich mit reibungsfreier Annahme das wahre Bild der Strömung nicht wiedergefunden werden. Der Verlauf der Trajektorien sollte bei Querschnittsanalysen (Abb. 4) berücksichtigt werden. Obwohl diese parallel zu der grossräumigen Strömung angelegt sind, geben sie keine Auskunft über das wahre Überströmen, da die Querkomponente

des Windes im Alpenbereich sehr stark sein kann (vgl. Abb. 3).

Neben der Nichtberücksichtigung der Reibung – über deren Wirkung im Gebirge noch relativ wenig bekannt ist – sind aber bislang eine Reihe anderer Effekte ausser acht gelassen. Wie empfindlich etwa die Startgrösse des Windes bei der Trajektorienbestimmung ist, zeigt Abb. 5.

Diabatische Prozesse können die Anwendbarkeit der Isentropenanalyse stark beeinflussen, insbesondere die Kondensationswärme spielt dabei eine grosse Rolle. Die hierbei zu verwendende Erhaltungsgrösse der äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_e verhält sich im dreidimensionalen Verlauf stark unterschiedlich von Θ (Abb. 6). Man könnte nun von vorneherein Analysen auf Θ_e -Flächen durchführen (Abb. 7), doch kann infolge feuchtlabiler Schichtung die Θ_e -Fläche nicht eindeutig zuordenbar sein.

Ein weiteres Problem ergibt sich dadurch, dass sich die horizontale Druckgradientkraft im Θ_e -System nur unter Sättigungsbedingung zu einem Poten-

tialgradienten zusammenfassen lässt. Man muss sich also mit Θ_e -Analysen auf die Gebiete beschränken, wo Sättigung herrscht, weil eben dort feuchtadiabatische Prozesse zu erwarten sind und ausserdem dort meist $\frac{\partial \theta_e}{\partial z}$ positiv ist (Frontbereich).

Das strahlungsbedingte Fluktuieren der bodennahen Isentropenflächen tritt auch bei Föhn zutage. Während oft bei Nacht durch die Ausbildung von Inversionen ein Abheben der Föhnströmung auftritt, greift der Föhn untertags bis an die Talsohlen durch. Schliesslich sei auch nicht der Einfluss der Schmelzwärme des fallenden Niederschlages zu vergessen. Bedenkt man, dass 10 mm schmelzender Niederschlag eine 100 mbar mächtige Luftschicht um etwa 2K abzukühlen vermag [8], so wird die Ausbildung und Verstärkung der Kaltluftpolster im Luv bei ergiebigen Stau-niederschlägen verständlich.

Im Vergleich zum Südföhnfall soll nun noch kurz der Nordföhnfall vom 5.1.1981 beschrieben werden. Bei dieser Nordanströmung hat sich im Luv kein Kaltluftpolster ausgebildet - so verzeichnete auch die Nordalpenstation Innsbruck zu diesem Termin die dort relativ seltene Erscheinung eines Nordföhns. Bei annähernd gleichen äquivalentpotentiellen Temperaturen in den Niederungen beiderseits der Alpen weisen die mittels der in Abb. 8 wiedergegebenen Analyse erstellten Trajektorien (nicht eingezeichnet) nur eine geringe Ablenkung im Alpenbereich auf. Dieses grundsätzlich verschiedene Verhalten der beiden Fälle mit Nord- und Südföhn ist wohl massgeblich durch die unterschiedliche statische Stabilität der Luftmassen bedingt.

Untersuchungen, inwieweit Föhnphasen mit «flachem» und «hochreichendem» Föhn allgemein - wie im gezeigten Fall - ablaufen, wie Stabilität und Windscherung das Erscheinungsbild von Alpenüberströmungen beeinflussen, über die Bedeutung der Reibung und wie aussagekräftig Windmessungen von Bergstationen sind, sollen mit dem Datenmaterial von ALPEX durchgeführt werden.

Für die finanzielle Unterstützung sei dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Proj. 3556) gedankt.

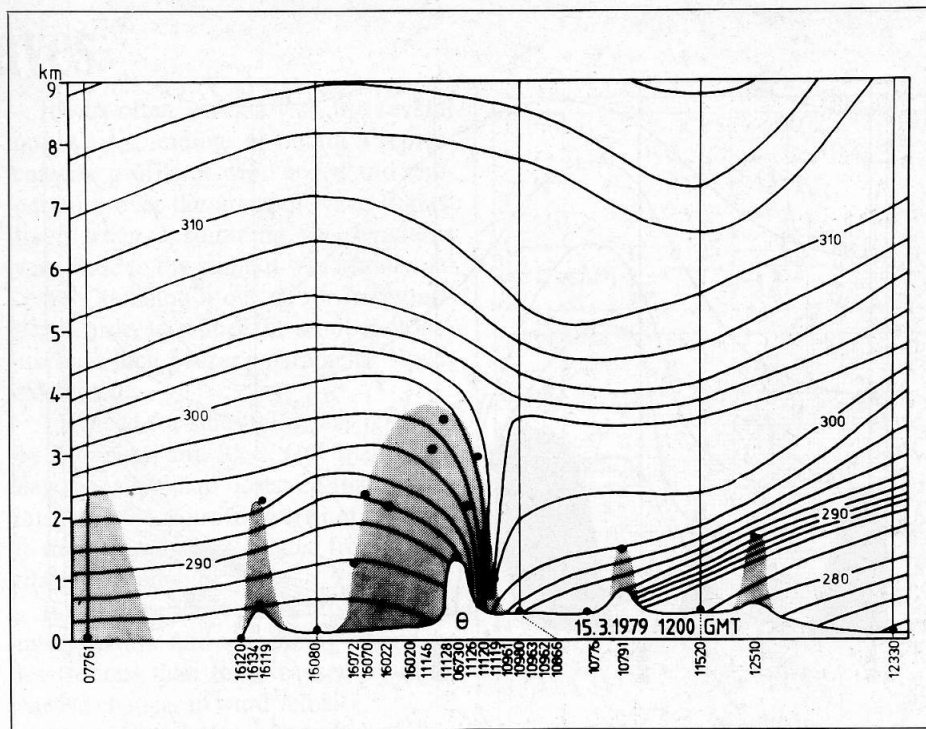


Abb. 4. Querschnittsanalyse der Potentiellen Temperatur von Korsika über die Alpen bis Polen. Verwendete SYNOP-Stationen sind durch Punkte, Radiosonden durch vertikale Linien angedeutet.

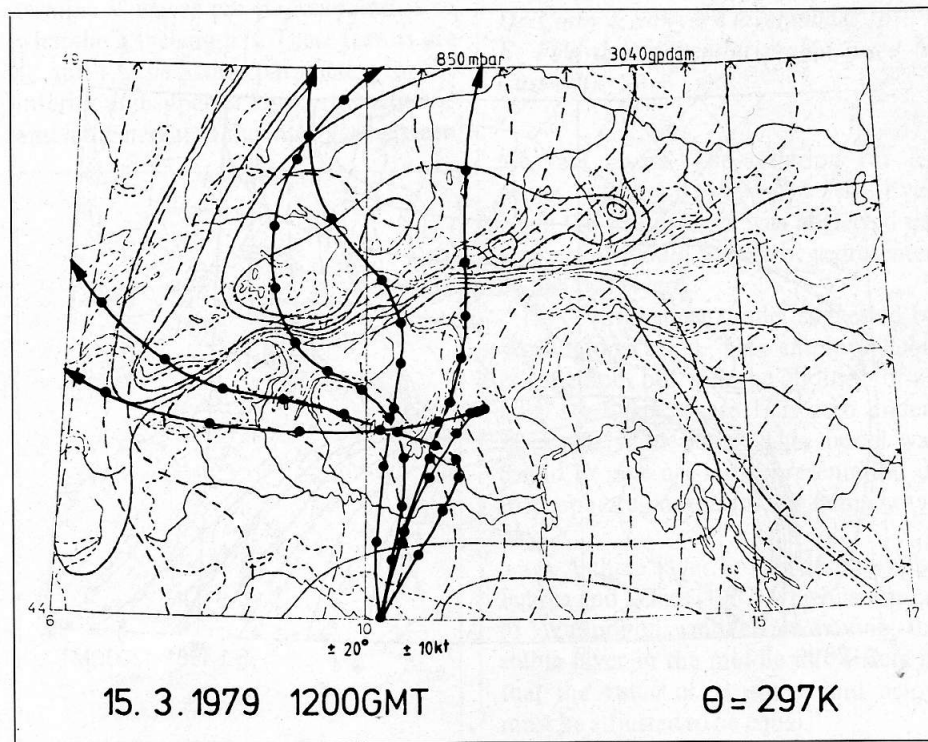


Abb. 5. Empfindlichkeit der Trajektorienbahn bezüglich der Startgrösse des Windes. Eingezeichnet sind die Trajektorien, ausgehend mit geostrophischem Wind ± 10 Knoten und mit Änderung der geostrophischen Windrichtung um ± 20 Grad. Die Punkte zeigen den stündlichen Windweg an.

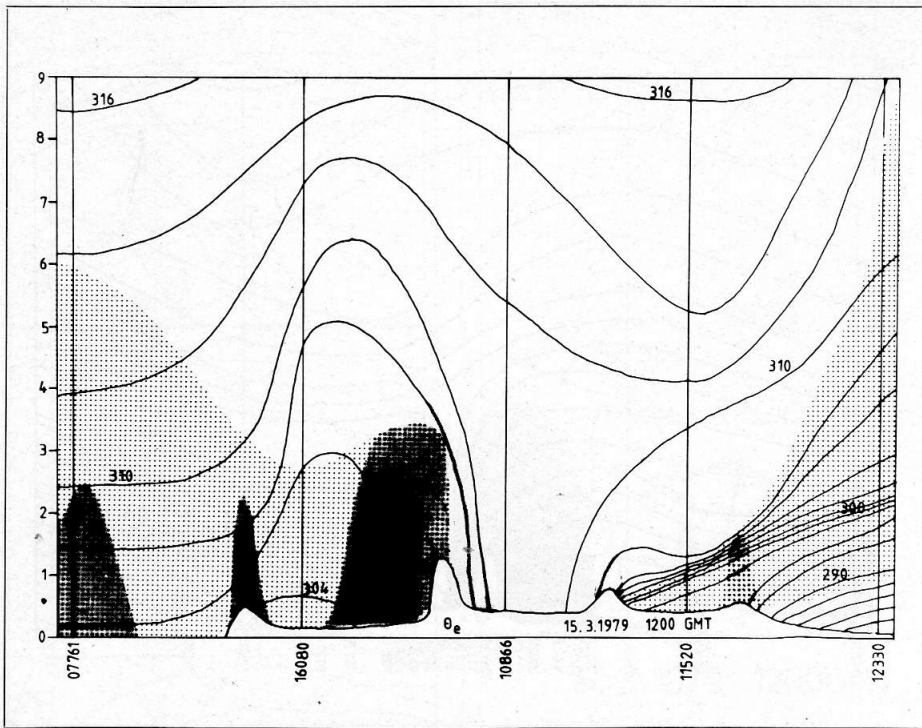


Abb. 6. Querschnittsanalyse der äquivalentpotentiellen Temperatur, sonst wie Abb. 4. Leichte Rasterung deutet die Gebiete mit einer Taupunktdifferenz von 3K oder weniger an.

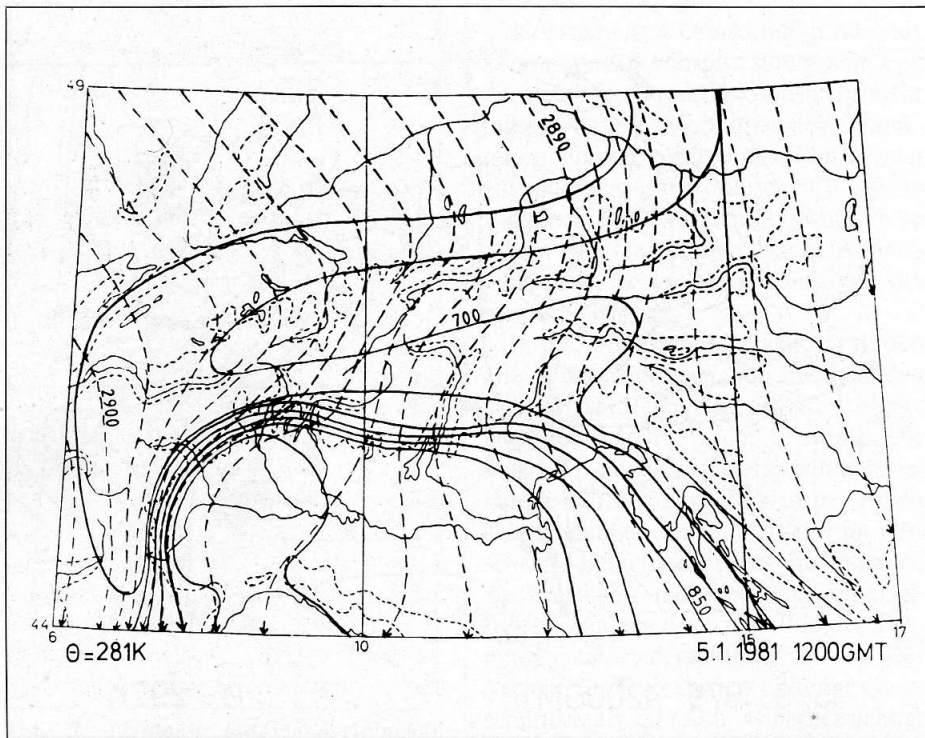
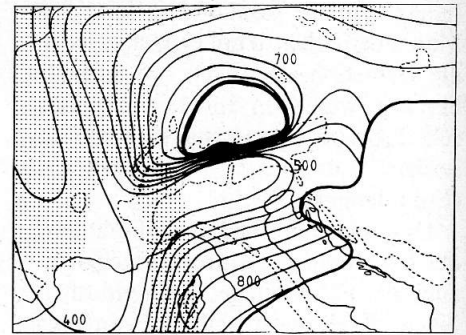


Abb. 8. Analyse der Isentropenfläche 281K. Isobaren von 50 zu 50 mbar durchgezogen, Isolinien M/g von 10 zu 10 gpdam strichliert. Die Richtung des Gradientwindes ist durch Pfeile angegeben.



$\Theta_e = 310K$ (p[mbar]) 15.3.1979 1200GMT

Abb. 7. Isobaren der Fläche $\Theta_e = 310K$. Die Analyse ist nur dort ausgeführt, wo Θ_e eindeutig zuordbar ist. Die Rasterung zeigt Gebiete mit Taupunktdifferenzen $\leq 3K$.

Literaturhinweise:

- [1] Reiter, E. (1972), «Atmospheric Transport Processes; Part 3: Hydrodynamic Tracers», US Atomic Energy Commission.
- [2] Pettersen, S. (1956); McGraw Hill; New York.
- [3] Danielsen, E.F. (1961); «Trajectories: Isobaric, Isentropic and Actual»; J.Met. 18/4; S. 479.
- [4] Pümpel, H. (1978); «Analyse der atmosphärischen Struktur über dem Alpenraum auf isentropischen Flächen»; Dissertation, Univ. Innsbruck, hektogr.
- [5] Steinacker, R. (1981); «Analysis of the Temperature and Wind Field in the Alpine Region»; Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics; 17, p. 51.
- [6] Ragette, G. (1967); «Zur numerischen Analyse der Höhenverteilung isobarer Flächen im Alpenraum»; Dissertation, Univ. Wien, hektogr.
- [7] Lammert, L. (1920); «Der mittlere Zustand der Atmosphäre bei Südföhn»; Veröff. d. Geoph. Inst. Leipzig, 2. Ser. S. 261.
- [8] Steinacker, R. (1980); «Über die Ursache sommerlicher Schneefälle in Alpentälern»; Tagungsbericht der 16. Int. Tagung f. Alpine Meteorologie, Aix-les-Bains; Soc. Meteor. de France, S. 261.

Abstract:

“Case Study of one South and one North Foehn Occurrence in the Alps”: Based only on the presently operating radiosonde network nothing more than a rough picture of the flow over and around the Alps can be obtained. More detailed analyses are possible if we add data from the SYNOP network, particularly from mountain stations. Considering the flow over mountains like the Alps, the effects of moisture must no longer be neglected. Isentropic analyses are, therefore, of limited use only. There exist, however, adequate analysis techniques incorporating diabatic processes which establish the three-dimensional pattern of motion.