

DER JORAN – EIN FALLWIND AM JURASÜDFUSS

Diplomarbeit

am Institut für Atmosphäre und Klima der ETH Zürich



vorgelegt von:
Ferenc Baki

Betreuer:
Christoph Siegrist
SF Meteo

Leiter der Arbeit:
Prof. Huw C. Davies
Institut für Atmosphäre und Klima, ETH Zürich

September 2007

Titelbild: Segler auf dem Bielersee. Blick Richtung Südwesten

Abstract

The Joran is a katabatic wind which arises along the southern slope of the Jura mountains. Especially the surfers and sailors on the lakes of Biel and Neuchâtel in Switzerland are afraid of the gusts of this wind. There exist two different types of Joran: Joran dynamique and Joran statique.

The aim of this work was to find out why the so far not researched Joran statique appears. The period under consideration was during the months May, June and July of the years 2004 to 2006. The meteorological gauging station of Neuchâtel records this wind most frequently. Therefore, this station was used to identify the Joran statique. In a next step, correlations between the meteorological parameters of the station Neuchâtel at the end of the Southern slope of the Jura mountains, the slope station La Frêtaz, the mountain station Chasseral, and the Station Fahy–Boncourt which is situated North of the Jura mountains were searched for. Then, the general meteorological conditions and the vertical stratification of the atmosphere on days with Joran statique were explored.

The investigations showed, that the Joran statique appears on fair weather days in summer, when the pressure North of the Jura mountains in the evening hours is lower than the pressure South of the mountains. The velocity of the gusts and the mean velocity of the wind in the Joran phase is strongly dependend on the maximum temperature difference between the mountain station Chasseral and the station Neuchâtel. Between this temperature difference and the wind velocity in the Joran phase exists a strong correlation.

Zusammenfassung

Der Joran ist ein abendlicher Fallwind welcher entlang des Jurasüdfusses auftritt und insbesondere auf dem Bieler und Neuenburgersee von Seglern und Surfern gefürchtet wird. Es existieren zwei verschiedene Arten dieses Windes: Joran dynamique und Joran statique.

In dieser Arbeit wurde versucht, der Ursache des bis anhin noch nicht gross erforschten Joran statique auf den Grund zu gehen. Als Beobachtungszeitraum wurden die Monate Mai, Juni und Juli der Jahre 2004 bis 2006 gewählt. Da die Messstation Neuchâtel den Wind am häufigsten registriert, wurde sie zu seiner Identifikation benützt. Für die Tage mit Joran statique wurden nun Zusammenhänge zwischen den meteorologischen Parametern der Messstationen Neuchâtel am Jurasüdfuss, der Hangstation La Frêtaz, der Bergstation Chasseral und der Station Fahy-Boncourt am Juranordfuss sowie der allgemeinen Wetterlage und der vertikalen Schichtung der Atmosphäre gesucht.

Dabei zeigte sich, dass der Joran statique an schönen Sommertagen auftritt, wenn der Druck am Juranordfuss in den Abendstunden höher ist, als südlich des Juragebirges. Weiter ist die Stärke der Böengeschwindigkeit, wie auch die mittlere Windgeschwindigkeit in der Joranphase stark abhängig vom maximalen Temperaturunterschied zwischen der Bergstation Chasseral und der Talstation Neuchâtel. Zwischen dem Temperaturunterschied und der Windgeschwindigkeit existiert eine starke Korrelation.

Inhaltsverzeichnis

Abstract	i
Zusammenfassung	iii
1 Einführung	1
1.1 Einleitung	1
1.2 Untersuchungsgebiet	2
1.3 Motivation und Ziel der Arbeit	2
1.4 Aufbau der Arbeit	2
2 Theorie	3
2.1 Fallwinde	3
2.2 Der Joranwind	4
2.2.1 Joran dynamique	5
2.2.2 Joran statique	6
2.3 Stabilität der Atmosphäre	7
2.3.1 K-Index	7
2.3.2 SWEAT-Index	8
2.3.3 CAPE using virtual temperature	9
2.3.4 Richardsonzahl	9
3 Datenquellen	11
3.1 Automatisches Messnetz	11
3.2 Archive über vergangenes Wetter	11
3.3 Sondierung von Payerne	12
4 Auswertungsmethoden	13
4.1 1.Schritt: Windrichtung und Zeitpunkt des Nordwestwindes	13
4.2 2.Schritt: Berücksichtigung der Grosswetterlage	14
4.3 3.Schritt: Korrelationen zwischen den meteorologischen Parametern	15
4.4 4.Schritt: Einbezug einer am Juranordfuss gelegenen Messstation (Fahy–Boncourt)	15
4.5 5.Schritt: Einbezug der Sondierung von Payerne	15

5	Resultate	17
5.1	Tage mit Joran statique	17
5.2	Korrelationen zwischen den meteorologischen Parametern an Tagen mit Joran statique	18
5.3	Strahlungsunterschied zwischen den Berg-, Hang- und Talstationen	21
5.4	Ausweitung des Untersuchungsgebietes auf den Juranordfuss	24
5.5	Resultate der Radiosondierungen: Stabilität der Atmosphäre und Inversionen .	26
5.6	Zusammenfassung	27
6	Fallbeispiele	29
6.1	Beispiel 1: Joran statique Ereignisse am 19. & 20. Mai 2004	29
6.1.1	Allgemeiner Wetterverlauf in der Schweiz vom 18. bis 20. Mai 2004 . . .	29
6.1.2	Tagesverlauf des Windes der Station Neuchâtel am 19. & 20. Mai 2004 .	31
6.1.3	Tagesverlauf des Druckunterschiedes zwischen Fahy-Boncourt und Neuchâtel am 19. & 20. Mai 2004	32
6.2	Beispiel 2: Joran statique Ereignis am 19. Juli 2006	33
6.2.1	Allgemeiner Wetterverlauf in der Schweiz vom 18. bis 20. Juli 2006 . . .	33
6.2.2	Tagesverlauf des Windes der Station Neuchâtel am 19. Juli 2006	35
6.2.3	Tagesverlauf des Druckunterschiedes zwischen Fahy-Boncourt und Neuchâtel am 19. Juli 2006	36
7	Ausblick	37
	Danksagung	39
	Literaturverzeichnis	40
	Abbildungsverzeichnis	44
	Tabellenverzeichnis	45
A	Anhang	47
A.1	Radiosondierung von Payerne	47
A.2	Berliner Wetterkarte	48

1 Einführung

1.1 Einleitung

Als Joran bezeichnet man einen Fallwind in der Westschweiz der von den Jurahöhen ins unmittelbar angrenzende Mittelland herabweht. Sein Verbreitungsgebiet reicht von Gex (FRA), einem schmalen Streifen der Jurarandkette folgend bis in die Region Grenchen (Boinay1996). Er kann beim Durchzug einer Kaltfront auftreten oder an Sommerabenden in den Monaten Mai, Juni und Juli. Meist bläst dieser Wind nur während drei bis vier Stunden, dann klingt er wieder ab. Die Fischer und Segler der Region fürchten ihn wegen seiner plötzlich einsetzenden Böen. Diese haben in der Vergangenheit, insbesondere auf dem Bieler - und dem Neuenburgersee auch schon zu Bootsunfällen und -schäden geführt. Einige der Boote und Surfer waren offenbar wegen dieser Böen schon gekentert (Quelle: www.sturmforum.ch, Zugriff: 3.9.2007).

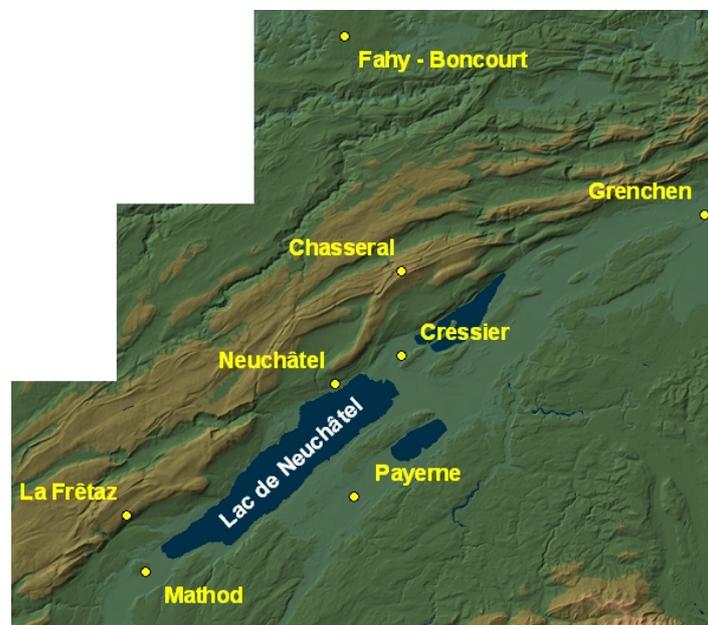


Abb. 1.1: Die Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit Blick in Richtung Norden. Eingezeichnet sind die Standorte der acht verwendeten Messstationen sowie die drei Seen des Seelandes. Der Bildausschnitt beträgt ungefähr 70 km * 70 km. Bildquelle: Atlas der Schweiz

1.2 Untersuchungsgebiet

Die Übersichtskarte (Abbildung 1.1) des Untersuchungsgebiet zeigt das Seeland, das Broyetal sowie einen Teil des Jura gebirges. Eingezeichnet sind die in dieser Arbeit verwendeten Messstationen. Der Joran tritt meist in den Abendstunden auf und wird häufig von der Messstation Neuchâtel registriert.

1.3 Motivation und Ziel der Arbeit

Die Bedingungen die zum Joran an Sommerabenden führen sind bis anhin noch sehr unklar. Da dieser Wind in einem grossräumigen Gebiet vorkommt, und bis zu vier Stunden wehen kann, kann es sich mit grosser Wahrscheinlichkeit nicht um einen normalen, kleinräumigen Bergwind handeln. Die Ursachen die zu Joran führen sollen in dieser Arbeit genauer untersucht werden. Es gibt Augenzeugenberichte aus der Region, aber nur sehr wenige Erwähnungen in der Literatur. Anhand von Fallanalysen soll in dieser Arbeit ein möglicher Zusammenhang zwischen Grosswetterlage, Gewittertätigkeit, Höchsttemperatur, Luftfeuchtigkeit, etc. und dem abendlichen Auftreten des Jorans gesucht werden. Nach Möglichkeit soll eine Formel entwickelt werden, welche es Meteorologen ermöglicht, den Wind besser zu prognostizieren.

Meine Motivation für das Thema kommt daher, da der Joran in der Forschung bis anhin noch ein relativ unerforschter Wind ist und mich der Gedanke reizte, eine Prognosehilfe für diesen Wind für die Meteorologen zu entwickeln.

1.4 Aufbau der Arbeit

Im nächsten Kapitel wird auf die Theorie der Entstehung des Jorans eingegangen. Anschliessend folgt im Kapitel drei die Beschreibung der verwendeten Daten. Im vierten Kapitel werden die Auswertungsmethoden und im nachfolgenden fünften Kapitel die Ergebnisse präsentiert, bevor im sechsten Kapitel zwei typische Fallbeispiele des Jorans vorgestellt werden. Die Arbeit wird durch einen kurzen Ausblick auf mögliche zukünftige Forschungsmöglichkeiten über diesen Wind abgerundet.

2 Theorie

2.1 Fallwinde

Trifft eine Strömung auf ein genügend ausgedehntes Gebirge, so muss sie dieses Hindernis überqueren. Dabei entstehen vor allem auf der Leeseite des Gebirges charakteristische Strömungsverhältnisse, welche man als Fallwinde (engl.: *katabatic winds*) bezeichnet (Blüthgen und Weischet 1980). Bei Fallwinden muss zwischen den Eigenschaften die die herantransportierte Luft mitbringt, und den ihr bei der Gebirgsüberschreitung aufgeprägten Merkmalen unterschieden werden.

Das Aufsteigen der Luft vor dem Gebirge geschieht bis zum Kondensationsniveau trockenadiabatisch, d.h. die Temperatur nimmt im Schnitt um 1 °C pro 100 Meter Höhe ab (Abbildung 2.1). Vom Kondensationsniveau bis zum Berggipfel verlangsamt sich die Temperaturabnahme mit der Höhe, da die frei werdende Kondensationswärme den Wärmegehalt der Luftmasse erhöht. Die Temperaturabnahme beträgt dann noch ca 0.6 °C pro 100 Meter (=feuchtadiabatische Abkühlung). Ein Teil des kondensierten Wasserdampfes fällt dabei als Regen aus. Die Luft kann über die Gipfelhöhe hinweg nur maximal so viel Wasserdampf mitnehmen, wie es die maximale Dampfdruckmenge bei der dortigen Lufttemperatur erlaubt. Die absteigende Luft erwärmt sich nach dem Kulminationspunkt nun wieder trockenadiabatisch mit 1 °C pro 100 Meter. Auf der Leeseite ist die Strecke mit trockenadiabatischen Bedingungen meist wesentlich länger als auf der Luvseite. Somit erreicht die Luft auf der Leeseite eine wesentlich höhere Temperatur als auf dem gleichen Niveau auf der Luvseite. Dabei ist die relative Feuchte deutlich geringer geworden. Ein klassisches Beispiel eines solchen Windes ist der Föhn in den Alpen oder der Chinook in den USA. Diese eben beschriebenen Vorgänge sind bei allen Fallwinden gleich. Allerdings existieren verschiedene Variationen dieser Prozesse. Eine Variation zum Beispiel ist, dass bei ausgedehnten Hochplateaus oder Bergländern nur ein einseitiger Abfall, d.h. nur der absteigende Ast des Schemas vorhanden ist. Solche Winde kennt man zum Beispiel aus Istrien oder Südafrika.

Es existieren zwei Arten von Fallwinden; die sogenannten kalten und die warmen Fallwinde. Bei den kalten Fallwinden vermag der dynamische Erwärmungseffekt auf der Leeseite des Gebirges die tiefe Ausgangstemperatur der herannahenden Luft nicht zu kompensieren. Vor-

- Bei der Ankunft von kalter Atlantikluft von Frankreich über den Jura. Solche Wettersituationen sind ganzjährig möglich. Diese Wetterkonstellation ist meist auch mit dem Durchzug einer Kaltfront von Nordwesten über das Gebiet verbunden. Dabei kann ein Joran dynamique (Boinay1996) entstehen.
- Im Spätfrühling und Früh- Hochsommer bei einem starken Hochdruckgebiet über dem Alpenraum oder einer flachen Druckverteilung über Mitteleuropa. Diese Wetterlagen können zu Joran statique (Boinay1996) führen.

Nachfolgend werden die beiden vorhin genannten Arten von Joran kurz erläutert.

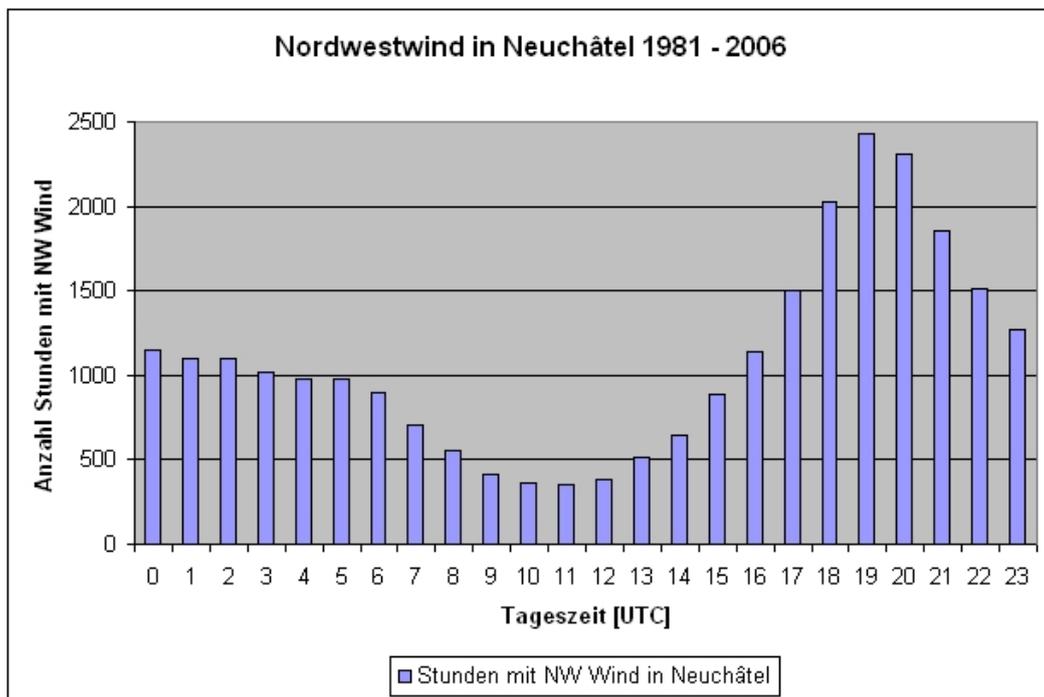


Abb. 2.2: Übersicht über die Anzahl Stunden mit Nordwestwind in Neuchâtel. Als Nordwestwind wurden dabei Windrichtungen zwischen 270° und 360° gewählt. Auffällig ist eine Häufung der Anzahl Stunden mit Nordwestwind in den Abendstunden.

2.2.1 Joran dynamique

Beim Joran dynamique, auch Joran de front froid genannt, handelt es sich um einen Wind welcher von der Region Franche-Comté über den Jura hinwegströmt während dem sich eine Kaltfront aus westlicher bis nördlicher Richtung diesem Gebiet nähert. Diese Strömung kann auftreten, falls sich über der iberischen Halbinsel ein Hochdruckgebiet befindet, oder falls ein Tief von Schottland über die Nordsee nach Südsandinavien und weiter nach Polen zieht (Boinay1996). Es ist auch möglich das diese beiden soeben geschilderten Wettersituationen

kombiniert vorkommen.

Trifft die Strömung von Frankreich kommend auf das Juragebirge, so wird die Luft angehoben und beschleunigt. Nachdem der Wind die letzte Jurakette passiert hat, stürzt er der Topographie folgend ins Mittelland hinunter und verliert mit zunehmender Entfernung von der Randkette rasch an Geschwindigkeit. Auf diese Art und Weise bleibt die Energie erhalten. Man kann dieses Phänomen auch mit einem immer enger werdenden Fluss mit konstanter Wassertiefe vergleichen. Damit stets die gleiche Menge Wasser abfließen kann, muss der Fluss an der schmalen Stelle schneller fließen als an breiten Stellen. Beim Joran dynamique kann auch ein Föhneffekt festgestellt werden, dieser ist aber nur von geringer Bedeutung, da der Unterschied zwischen den höchsten Punkten des Gebirges und dem Mittelland nur maximal 1200 Meter beträgt (im Vergleich dazu beträgt dieser Unterschied in den Alpen zum Teil über 3000 Meter). Diese Art von Joran wird oft von bewölktem Wetter mit Schauern begleitet. Die Joranphase kann dabei auch mehrere Tage dauern, ist aber meist schon nach zwei bis drei Stunden beendet. Oftmals folgt auf den Joran dynamique eine Bisenströmung (Bouët1985).

2.2.2 Joran statique

Der Joran statique, in der Literatur manchmal auch als Joran de l'orage bezeichnet (Bouët1985), tritt wie schon früher erwähnt auf, falls die Druckverteilung über Mitteleuropa flach ist, oder sich ein starkes Hochdruckgebiet über der Schweiz befindet. Er ist ein lokales Phänomen, welches vor allem am Bieler - und Neuenburgersee auftritt (Abbildung 2.3). Der Grund dafür ist die unterschiedliche Strahlungsbilanz zwischen dem Mittelland und dem östlichen Abhang der Jurarandkette (Boinay1996). Im Sommer heizt die Sonne bis am Mittag sowohl die Jurakreten, den Abhang als auch das Mittelland auf. Am späteren Nachmittag (ab ca. 16 UTC bis 17 UTC) wenn die Sonne langsam zu sinken beginnt, wird der Abhang nicht mehr weiter aufgeheizt. Dadurch beginnt die Temperatur dort langsam zu sinken, währenddem die Kreten und das Mittelland weiter erwärmt werden. Die, aufgrund der höheren Dichte schwerere Kaltluft am Abhang, beginnt nun den Flanken der Randkette nach unten in die Ebene zu strömen.

Oftmals setzt der Joran statique urplötzlich mit starken Windböen auf dem Neuenburger- und Bielersee ein. Teilweise wird er von Cumuli oder Cumulonimbuswolken über den Jurakreten begleitet (Bouët1985).

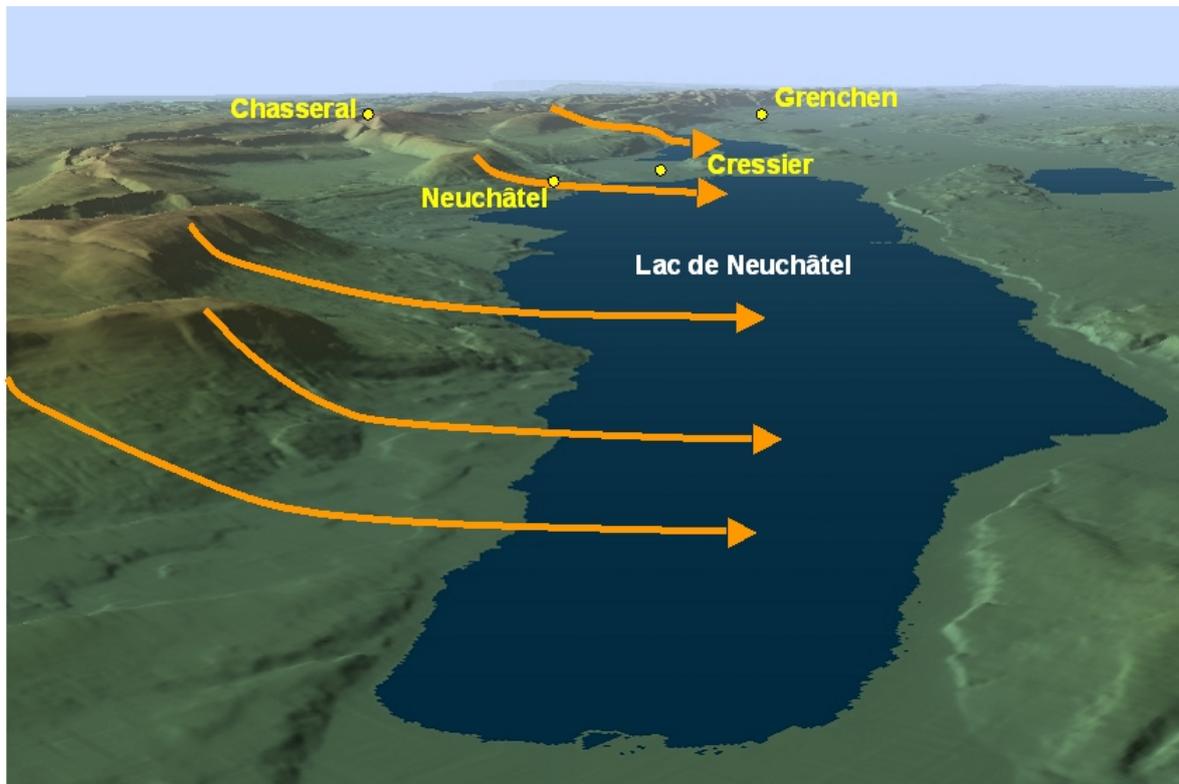


Abb. 2.3: Joran statique am Bieler- und am Neuenburgersee. Die orangen Pfeile symbolisieren dabei den Joran statique. Die gelben Ortschaften entsprechen den verwendeten Messstationen. Quelle: Atlas der Schweiz

2.3 Stabilität der Atmosphäre

Um die Stabilität der Atmosphäre und das Gewitterrisiko zu bestimmen, existieren diverse Indizes für deren Berechnung man die Temperatur-, Taupunkt-, Wind- und Druckdaten auf verschiedenen Druckflächen einer Radiosondierung benötigt. Einige dieser Indizes werden als nächstes kurz vorgestellt.

2.3.1 K-Index

Der K-Index ist eine Grösse um das Gewitterpotential der Atmosphäre abzuschätzen. Er basiert auf der Temperaturdifferenz zwischen den 850 hPa und 500 hPa Druckflächen, dem Feuchtegehalt der unteren Troposphäre sowie der vertikalen Ausdehnung feuchter Luftschichten der unteren Troposphäre. Dieser Index wird mit folgender Formel berechnet:

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{D850} - (T_{700} - T_{D700}) \quad (2.1)$$

Hier sind T_{850} , T_{700} , T_{500} die Temperaturen auf 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa und T_{D850} , T_{D700} die Taupunkttemperaturen auf 850 hPa und 700 hPa.

Es gilt zu beachten, dass trockene Luftschichten in den betrachteten Höhenstufen zu falschen Resultaten führen können. Der Index ist einfach bestimmbar, da nur drei verschiedene Höhenstufen zur Berechnung notwendig sind.

K-Index Wert	Gewitterpotential
≤ 20	keine Gewitter
20-25	isolierte Gewitter
26-30	vereinzelt Gewitter
31-35	verbreitet Gewitter
≥ 35	zahlreiche Gewitter

Tab. 2.1: Übersicht über die verschiedenen Stufen des K-Indexes.

2.3.2 SWEAT-Index

Der in den USA entwickelte Severe WEather Threat Index (SWEAT-Index) ist ein weiterer Index, der benützt wird zur Gewittervorhersage und zur Bestimmung der thermischen Stabilität der Atmosphäre. Er kombiniert die Effekte der feuchten Schichten in der unteren Troposphäre, der Warmluftadvektion und der konvektiven Instabilität der Atmosphäre. Dieser Index wurde entwickelt um schwere Konvektion von normaler Konvektion zu unterscheiden. Es werden thermodynamische - und kinematische Informationen berücksichtigt. Berechnet wird er folgendermassen:

$$SWEAT = 12T_{d850} + 20(TT - 49) + 2f_{850} + f_{500} + 125(S + 0.2) \quad (2.2)$$

Dabei sind T_{d850} die Taupunkttemperatur auf dem Druckniveau 850 hPa in Kelvin, $TT = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500}$ der Total Totals Index mit den Temperaturen auf den entsprechenden Druckniveaus, f_{850} und f_{500} die Windgeschwindigkeit in Knoten auf den Druckniveaus 850 hPa respektiv 500 hPa, und $S = \sin(WD_{500} - WD_{850})$. S bezeichnet dabei den Term der Änderung der Windrichtung ($WD = \text{Windrichtung}$).

Nimmt der Index grössere Werte als 250 bis 300 an, so nimmt die Wahrscheinlichkeit für schlechtes Wetter stark zu. Ein grosser Vor – aber auch Nachteil ist die Tatsache, dass nur die in der Meteorologie üblichen Höhen von 500 hPa und 850 hPa zur Berechnung benützt werden. Dadurch ist der Index zwar sehr leicht und schnell bestimmbar, jedoch kann er zu falschen Resultaten führen.

2.3.3 CAPE using virtual temperature

Die konvektive verfügbare potentielle Energie CAPE (= Convective Available Potential Energy) ist ein Mass für die zur Konvektion zur Verfügung stehende Energie. Sie entspricht dem vertikalen integrierten positiven Auftrieb eines adiabatisch aufsteigenden Luftpaketes in einer Radiosondierung. Dieser Auftrieb verhält sich proportional zur kinetischen Energie welche das aufsteigende Luftpaket erhält, so lange es wärmer ist als seine Umgebung. Die konvektiv verfügbare potentielle Energie ist eine geeignete Grösse um mögliche potentielle Instabilitäten in der Atmosphäre zu bestimmen. Dieser Index berechnet sich mit folgender Formel:

$$CAPE = g \int_{ZLFC}^{ZEL} \left(\frac{\partial T_v}{T_v} \right) dz \quad (2.3)$$

In dieser Gleichung sind $CAPE$ die konvektiv verfügbare potentielle Energie, $ZLFC$ die Höhe der freien Konvektion in Meter, ZEL die Gleichgewichtshöhe in Meter und T_v die virtuelle Temperatur in Grad Celsius.

Die Bedeutung von CAPE wird durch betrachten von (Abbildung 2.4) viel klarer. In diesem Skew-T-log p Diagramm entspricht die grüne Linie der Taupunktskurve, die rote der Temperaturkurve. Die gelbe Kurve entspricht einem adiabatisch aufsteigenden Luftpaket. CAPE entspricht nun der Fläche zwischen der Kurve des adiabatisch aufsteigenden Luftpaketes und der Temperaturkurve. Als untere und obere Grenze gelten die Schnittpunkte der beiden Kurven miteinander. Der untere Schnittpunkt entspricht dabei der Höhe der freien Konvektion (= $ZLFC$) und der obere der Gleichgewichtshöhe (= ZEL). Je grösser die orange Fläche, desto grösser CAPE, und desto stärker die Konvektion. Folglich, desto thermisch instabiler die Atmosphäre. Die (Tabelle 2.2) gibt eine Übersicht über die typischen Werte von CAPE.

CAPE-Index Wert	Gewitterpotential
≤ 300	schwache Konvektion: einzelne Schauer
300-1000	schwache Gewitter
1000-2500	mässig starke Gewitter
2500-3000	starke Gewitter
≥ 3000	sehr starke Gewitter

Tab. 2.2: Übersicht über die verschiedenen Stufen der CAPE.

2.3.4 Richardsonzahl

Die Richardsonzahl, benannt nach dem englischen Physiker und Mathematiker Lewis F. Richardson (1881 – 1953) ist eine dimensionslose Zahl welche in der Atmosphärenphysik zur

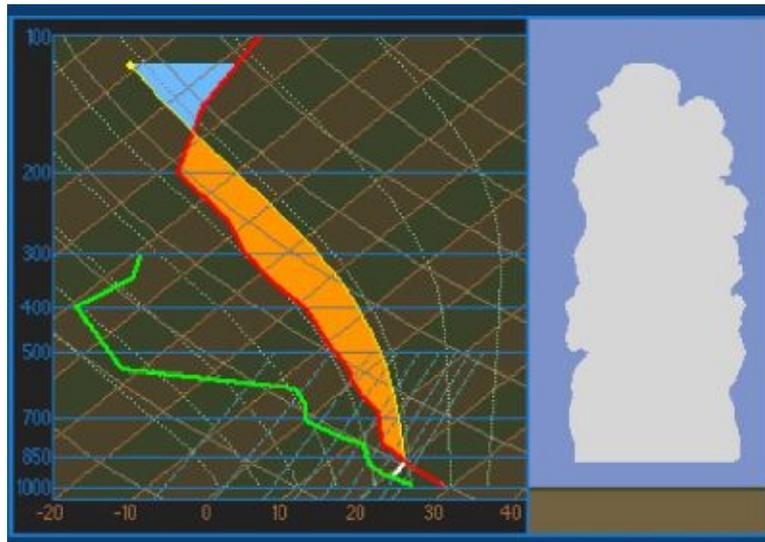


Abb. 2.4: Skew Plot mit CAPE. Quelle: [http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/mtr/svr/modl/fcst/params/cape.rxml](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/mtr/svr/modl/fcst/params/cape.rxml), Zugriff: 17.09.2004

Bestimmung der dynamischen Stabilität der Atmosphäre benutzt wird.

$$Ri = g \frac{\frac{\partial \Theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad (2.4)$$

Ri entspricht in dieser Gleichung der Richardsonzahl, Θ der potentielle Temperatur in Kelvin. $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ ist die Schwerebeschleunigung der Erde und u die Ostkomponente der horizontalen Windgeschwindigkeit in Metern pro Sekunde.

Weist die Richardsonzahl kleine Werte auf ($Ri \leq 0.25$), so spielt Auftrieb in der Atmosphäre nur eine geringe Rolle. Sind ihre Werte hingegen gross ($Ri \geq 1$), so spielt der Auftrieb eine wichtige Rolle. Um die Richardsonzahl zu bestimmen, benötigt man verschiedene Daten aus einer Radiosondierung.

3 Datenquellen

Für meine Arbeit stand mir das automatische Messnetz¹ des Bundesamtes für Meteorologie und Klimatologie der Schweiz zur Verfügung. Zur Überprüfung der vorherrschenden Wetterlage zu den entsprechenden Zeitpunkten wurden zwei auf dem Internet frei verfügbare Archive (Reanalysekarten des NCEP² und Wetterberichte von SF Meteo) sowie die Berliner Wetterkarten des Vereins Berliner Wetterkarten benützt. Ein Beispiel der Berliner Wetterkarten befindet sich im Anhang (Abbildungen A.2, A.3, A.4). Eine weitere Datenquelle zur Überprüfung der vertikalen Windverhältnisse in der Atmosphäre bildete die Sondierung von Payerne (Abbildung A.1). Die Untersuchungen beschränken sich auf die Jahre 2004 bis 2006 (Monate Mai, Juni und Juli) da die ENET Stationen erst ab diesem Zeitpunkt im Archiv vorhanden sind. Im Anschluss werden nun die verschiedenen Datenquellen kurz erklärt.

3.1 Automatisches Messnetz

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten sind 1-stündige Mittelwerte aus 10-Minuten Messwerten für Windrichtung, mittlere Windgeschwindigkeit, Luftdruck, Temperatur und relative Feuchte. Damit man die Drucke von Stationen auf unterschiedlichem Meeressniveau miteinander vergleichen kann, ist es wichtig, dass man den gemessenen Druck der Messstation mit Hilfe der ICAO³-Standardatmosphäre auf Meereshöhe reduziert. Man erhält auf diese Weise den so genannten QNH-Druck.

In dieser Arbeit wurden die in (Tabelle 3.1) vermerkten Messstationen benützt.

3.2 Archive über vergangenes Wetter

Um die Grosswetterlage für die entsprechenden Tage mit Joran zu besprechen, wurden die Spezialwetterberichte von SF Meteo, die (Re-)Analysekarten für die 500 hPa-Fläche des amerikanischen Wetterdienstes (NCEP, abrufbar auf www.wetter-zentrale.com bzw. www.wetter3.de)

¹ANETZ: Automatisches Beobachtungs- und Messnetz der Meteo Schweiz

ENET:Automatisches Ergänzungsnetz der Meteo Schweiz

²NCEP: National Centers for Environmental Prediction (amerikanischer Wetterdienst)

³ICAO: International Civil Aviation Organisation

Station	Stationstyp	geographische Koordinaten	Höhe	geogr. Zuordnung
Neuchâtel	ANETZ	47°00'01" / 6°57'14"	485	Talstation
Payerne	ANETZ	46°48'49" / 6°56'33"	490	Talstation
Cressier	ENET	47°02'51" / 7°03'32"	431	Talstation
Grenchen	ENET	47°10'44" / 7°24'51"	430	Talstation
Method	ENET	46°45'02" / 6°35'10"	435	Talstation
Fahy-Boncourt	ANETZ	47°25'24" / 6°56'28"	596	Talstation
Chasseral	ANETZ	47°07'59" / 7°03'36"	1599	Bergstation
La Frêtaz	ANETZ	46°50'26" / 6°34'35"	1202	Hangstation

Tab. 3.1: Übersicht über die acht verwendeten Messstationen für das Untersuchungsgebiet.

und die Berliner Wetterkarten verwendet. Ein Beispiel einer Karte des amerikanischen Wetterdienstes zeigt die (Abbildung 6.2).

3.3 Sondierung von Payerne

Mit der Sondierung von Payerne, welche in der Nähe des Untersuchungsgebietes liegt (ca 20 km von der Station Neuchâtel entfernt) und dadurch auch für die dortigen Luftschichten repräsentativ ist, erhielt ich Informationen über den Zustand der vertikalen Bedingungen in der Atmosphäre in Bezug auf Temperatur, Feuchte, Druck (QNH), Stabilität und Windverhältnisse. Die Radiosonde wird täglich um 00 UTC und 12 UTC gestartet. (Abbildung A.1) gibt ein Beispiel einer Sondierung der Station Payerne.

4 Auswertungsmethoden

In diesem Kapitel werden die Methoden und Vorgehensweisen für die Auswertung der Daten beschrieben. Wie schon erwähnt, stand als Datenquelle das automatische Messnetz des Bundesamtes für Meteorologie und Klimatologie zur Verfügung. Da für die verwendeten Stationen des automatischen Ergänzungsnetzes (Cressier, Grenchen, Method) die Messreihen nur bis Mai 2004 zurück archiviert sind, beschränkte sich die Suche nach einer Prognosehilfe für die Joranaufretung auf die Jahre 2004 bis 2006. Der Joran statique soll laut Berichten von Augenzeugen ein abendliches Frühsommerphänomen sein. Darum schränkte ich die Suche nach geeigneten Fällen auf die Monate Mai, Juni und Juli der oben erwähnten Jahre ein.

4.1 1.Schritt: Windrichtung und Zeitpunkt des Nordwestwindes

Im ersten Schritt wurden aus dem Datensatz der verwendeten Messstationen die Talstationen (Neuchâtel, Cressier, Grenchen, Method) auf ihre Windrichtung untersucht. Gesucht wurden alle Tage in den Monaten Mai, Juni und Juli mit Nordwestwind in den Abendstunden, d.h. Tage an welchen die Windrichtung zwischen 270° und 360° liegt. Als Kriterium für Abend wurde dabei 16 UTC gewählt. Diese, eher frühe Zeit wurde gewählt um sicher zu stellen, dass sicher keine Joran statique Ereignisse ungewollt rausgefiltert werden. Da der Joran ein relativ kurzlebiger Wind ist, sind nur Ereignisse berücksichtigt worden, an welchen der Nordwestwind nicht länger als über eine Periode von fünf Stunden wehte. Um später eine allfällige Gesetzmässigkeit für das Auftreten dieses Windes zu entwickeln wurden für die so gefundenen Tage, für alle Messstationen und zu jeder Tageszeit im Untersuchungsgebiet folgende meteorologische Grössen in Tabellen gespeichert:

- Windrichtung [°]
- mittlere Windgeschwindigkeit [m/s]
- maximale Windgeschwindigkeit [m/s]
- durchschnittliche Lufttemperatur 2 Meter über Boden [°C]
- minimale Lufttemperatur 2 Meter über Boden [°C]
- maximale Lufttemperatur 2 Meter über Boden [°C]
- durchschnittliche Lufttemperatur 5 Zentimeter über Boden [°C]
- minimale Lufttemperatur 5 Zentimeter über Boden [°C]
- maximale Lufttemperatur 5 Zentimeter über Boden [°C]
- relative Feuchte [%]
- Niederschlagsmenge [mm]
- stündliche Sonnenscheindauer [min]
- Globalstrahlung [W/m^{-2}]

4.2 2.Schritt: Berücksichtigung der Grosswetterlage

Zur Diskussion der Grosswetterlage für den entsprechenden Zeitraum, wurden die Reanalysekarten des amerikanischen Wetterdienstes NCEP¹, die Berliner Wetterkarten² sowie die Wetterberichte von SF Meteo verwendet. Beispiele zu diesen Analysehilfsmitteln sind im Anhang. Wie im Theorieteil beschrieben unterscheidet man zwischen zwei Arten von Joran; Joran dynamique und Joran statique. In dieser Arbeit interessiert man sich weniger für den Joran dynamique. Aus diesem Grund wurde versucht durch Berücksichtigung der Grosswetterlage die noch übrig gebliebenen Tage mit dieser Art von Joran auszuscheiden. Der Joran dynamique tritt im Vorfeld einer sich aus Frankreich dem Jura nähernden Kaltfront oder bei deren Durchzug auf. Alle Tage an welchen sich also eine Front von Nordwesten dem Jura nähert sind nun mit Hilfe der obengenannten Hilfsmittel ausgeschieden worden. Somit blieben nur noch Tage mit Joran statique übrig.

¹National Centers for Environmental Prediction – US National Weather Service Office

²Verein der BERLINER WETTERKARTE in Kooperation mit dem Institut für Meteorologie der freien Universität Berlin und dem Deutschen Wetterdienst, Offenbach/M.

4.3 3.Schritt: Korrelationen zwischen den meteorologischen Parametern

Um der Ursache des Joran statique weiter auf den Grund zu gehen wurden als nächstes für die übrig gebliebenen Tage Korrelationen zwischen den vorher genannten meteorologischen Parametern gesucht. Diese Korrelationen sollen später verwendet werden um ein allfälliges Gesetz für das Auftreten des Windes zu entwerfen.

4.4 4.Schritt: Einbezug einer am Juranordfuss gelegenen Messstation (Fahy–Boncourt)

Als nächstes soll überprüft werden, ob die Ursachen die zu Joran statique führen nicht wie bis anhin angenommen nur lokal auf die südliche Jurarandkette beschränkt sind, sondern etwas grossräumiger betrachtet werden müssen. Zu diesem Zweck wurde eine Messstation, welche am Juranordfuss liegt zu den bestehenden Stationen hinzugefügt. Da Winde Luftströmungen sind, welche hauptsächlich durch Luftdruckunterschiede entstehen, wurde versucht einen Zusammenhang zwischen der Druckentwicklung am Juranordfuss und Jurasüdfuss an den Tagen mit Joran statique zu suchen. Um dies zu überprüfen wurden die Messstationen Neuchâtel (südlich des Juragebirges) und Fahy–Boncourt (nördlich des Juragebirges) verwendet.

4.5 5.Schritt: Einbezug der Sondierung von Payerne

Um einen Einblick in die vertikale Struktur und die Stabilität der Atmosphäre an Jorantagen zu haben, sind als nächstes die Sondierungen von Payerne an den Tagen mit Joran statique betrachtet worden. Die Daten der Sondierungen liegen für jeden Tag zu den Zeitpunkten 00 UTC und 12 UTC vor. Für diese Arbeit sind beide Zeitpunkte sehr interessant, so zeigt der Radiosondenaufstieg um 12 UTC wie der vertikale Aufbau der Atmosphäre vor einem Joranereignis war, währenddem der Aufstieg um 00 UTC am nachfolgenden Tag jeweils die Situation nach einem Joranereignis aufzeigt. Von besonderem Interesse war in den Profilen die Änderung der Windrichtung mit der Höhe, also die Windscherung, die Identifikation von trockenen und feuchten Luftschichten und die Höhe in welcher sich diese befinden, die Temperatur - und Taupunktänderung mit der Höhe, sowie das Auftreten von Temperaturinversionen. Diese Grössen wurden dann unter anderem benützt um die Stabilität der Atmosphäre mit verschiedenen Indizes zu bestimmen. Dabei wurden nachfolgende Stabilitätsindizes verwendet:

- CAPE-Index using virtual temperature
- K-Index
- SWEAT-Index
- Richardsonzahl

Erläuterungen zu diesen Indizes sind im Theorieteil vermerkt. Die Sondierungsstation Payerne ist nur gerade knapp 20 km Luftlinie vom Jurasüdfuss entfernt und kann daher als repräsentativ für das Untersuchungsgebiet betrachtet werden.

5 Resultate

In diesem Kapitel werden die Auswertungen der Tage mit Joran statique präsentiert.

5.1 Tage mit Joran statique

Monat Jahr	Anzahl Tage mit NW Wind in Neuchâtel	Anzahl Tage mit Joran statique in Neuchâtel	Anzahl Tage mit Joran statique in Cressier	Anzahl Tage mit Joran statique in Grenchen	Anzahl Tage mit Joran statique in Method
Mai 2004	15	3	3	2	3
Juni 2004	24	2	0	0	1
Juli 2004	28	2	0	0	1
Mai 2005	24	3	1	1	0
Juni 2005	19	1	0	0	0
Juli 2005	23	2	0	0	2
Mai 2006	29	2	0	1	0
Juni 2006	21	4	2	0	2
Juli 2006	19	3	0	1	0
Total	202	22	6	5	9

Tab. 5.1: Übersicht über die Anzahl Tage mit Joran statique an den Messstationen Neuchâtel, Cressier, Grenchen und Method.

Die (Tabelle 5.1) gibt eine Übersicht über die Anzahl Tage mit Joran statique an den Messstationen Neuchâtel, Cressier, Grenchen und Method. Auffällig ist, dass der Joran von der Station Neuchâtel öfter registriert wird als von den anderen 3 Stationen zusammen. Dieser Unterschied kann folgende Ursachen haben:

Wie im Kapitel Auswertungsmethoden beschrieben, wurden nur Windrichtungen zwischen 270° und 360° als mögliche Windrichtungen für Joran berücksichtigt. Unter Umständen ist dieses Intervall nicht für alle Messstationen das richtige und müsste je nach Messstation noch individuell angepasst werden. Ähnlich verhält sich die Situation bei der Tageszeit. Aufgrund der Aussage von Seglern und anderen Augenzeugen, dass der Joran statique ein abendliches Phänomen ist und nicht vor 19.00 h MESZ auftreten soll, wurden nur Nordwestwinde die

zwischen 16 UTC und 22 UTC auftreten berücksichtigt. Auch hier könnte dies nicht das richtige Zeitintervall für alle Messstationen sein. Ferner muss beachtet werden, dass es sich bei den Messstationen Cressier, Grenchen und Mahtod um Stationen des automatischen Ergänzungsnetzes und nicht wie bei Neuchâtel um eine ANETZ Station handelt. Leider weisen die Daten der Ergänzungsnetzstationen oft Messlücken oder teilweise auch seltsame Messwerte auf. Sie waren daher nur beschränkt brauchbar für diese Arbeit. Ein weiterer Unterschied zwischen Neuchâtel und den anderen drei Talstationen am Jurasüdfuss ist die geographische Lage. Während sich die Stationen Cressier, Grenchen und Mathod alle in einer gewissen Entfernung zum steilen Abhang der südlichen Jurarandkette befinden, liegt die Station Neuchâtel genau am Ende des steilen Abhangs. Es ist denkbar, dass die Entfernung der anderen Messstationen vom Abhang zu gross ist um alle Joran Ereignisse zu registrieren. Ein weiterer geographischer Unterschied ist die Nähe zum See der Station Neuchâtel. Bei allen anderen Messstationen befindet sich kein See in unmittelbarer Nähe. Die Station Cressier weist zudem die Besonderheit auf, zwischen dem Bieler - und Neuenburgersee in einem Tal zu liegen. Eventuell spielen dort lokale Effekte und Ausgleichsströmungen zwischen den Luftmassen über den beiden Seen eine Rolle und beeinflussen den Wind massgeblich. Auch die im Orbetal gelegene Messstation Mathod könnte durch andere lokale Windsysteme (Berg- Talwind) beeinflusst werden und den Joran aus diesem Grund seltener registrieren.

Aufgrund der geringen Anzahl Tage mit Joran statique an den Messstationen Cressier, Grenchen und Mahtod war es schwierig für diese Stationen Gesetzmässigkeiten für den Joran zu suchen, respektiv repräsentative statistische Auswertungen zu betreiben. Aus diesen Gründen wurde im Folgenden als Talsation am Jurasüdfuss nur noch die Station Neuchâtel verwendet und die anderen Stationen vernachlässigt.

5.2 Korrelationen zwischen den meteorologischen Parametern an Tagen mit Joran statique

Korreliert man die im Kapitel Auswertungsmethoden genannten meteorologischen Parameter an Tagen mit Joran statique miteinander, so erhält man eine starke, positive Korrelation zwischen dem maximalen Temperaturunterschied (Chasseral – Neuchâtel) und der maximalen Böengeschwindigkeit in der Joranphase. Dies bedeutet, dass die Böen in der Joranphase umso grössere Geschwindigkeiten erreichen, desto grösser der maximale Temperaturunterschied am entsprechenden Tag zwischen Neuchâtel und dem Chasseral ist.

Das Bestimmtheitsmass ($= R^2$) der 22 analysierten Fälle mit Joran statique beträgt für diese Korrelation 0.64 (siehe Abbildung 5.1). Dies ist ein recht hoher Wert. Man darf beruhigt von einer starken Korrelation zwischen diesen Parametern reden. Wird die maximale mittlere Windgeschwindigkeit während der Joranphase mit dem Temperaturunterschied (Chasseral –

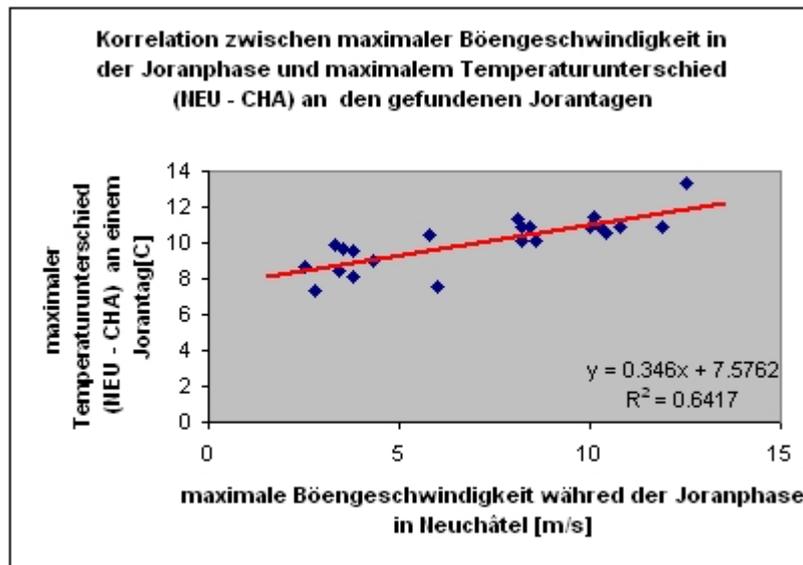


Abb. 5.1: Korrelation zwischen der maximalen Böengeschwindigkeit während der Joranphase in Neuchâtel und dem maximalem Temperaturunterschied zwischen dem Chasseral und Neuchâtel an einem Jorantag.

Neuchâtel) korreliert, erhält man ein Bestimmtheitsmass in der gleichen Grössenordnung. Wie soeben festgestellt, hat also der Temperaturunterschied zwischen dem Chasseral und Neuchâtel einen grossen Einfluss auf die Stärke des Joran Windes. Diese Feststellung liess die Vermutung aufkommen, dass die Stabilität der Atmosphäre, welche eng mit der Temperaturänderung mit der Höhe verbunden ist, einen Einfluss auf den Joran statique haben könnte. Im Weiteren könnte der Temperaturunterschied zwischen der Bergstation Chasseral und der Talstation Neuchâtel auch durch die unterschiedliche Sonneneinstrahlung an diesen beiden Stationen verursacht werden. Dies würde dann auch die Beobachtung von Augenzeugen und (Boinay1996) bestätigen, welche an Jorantagen über den Jurakreten Cumuli Wolken beobachtet haben.

Die Beobachtung von Augenzeugen, dass es sich beim Joran um einen kalten Fallwind handelt, kann aufgrund der Messdaten nicht bestätigt werden. Betrachtet man den Temperaturverlauf 2 Meter über Boden der Talstationen an den Tagen mit Joran statique, so erkennt man keine grossen Abweichungen vom normalen Tagesgang der Temperatur in den Joranphasen. Ein Beispiel für den Temperaturverlauf an einem Tag mit Joran statique zeigt die (Abbildung 5.2). An diesem Tag wurde der Joran von der Messstation Neuchâtel zwischen 18.00 und 21.00 UTC registriert. Gut erkennbar ist der stärker ausgeprägte Tagesgang der Messstationen Cressier, Grenchen und Method im Vergleich mit Neuchâtel. Der Grund dafür dürfte die Tatsache sein, dass sich die Messstation Neuchâtel in Seenähe befindet und sich die anderen genannten Stationen nicht unmittelbar in der Nähe eines Sees befinden. Die Messstation Neuchâtel profitiert in der Nacht vom Wärmereservoir des Neuenburgersees. Da der See in der Nacht eine höhere

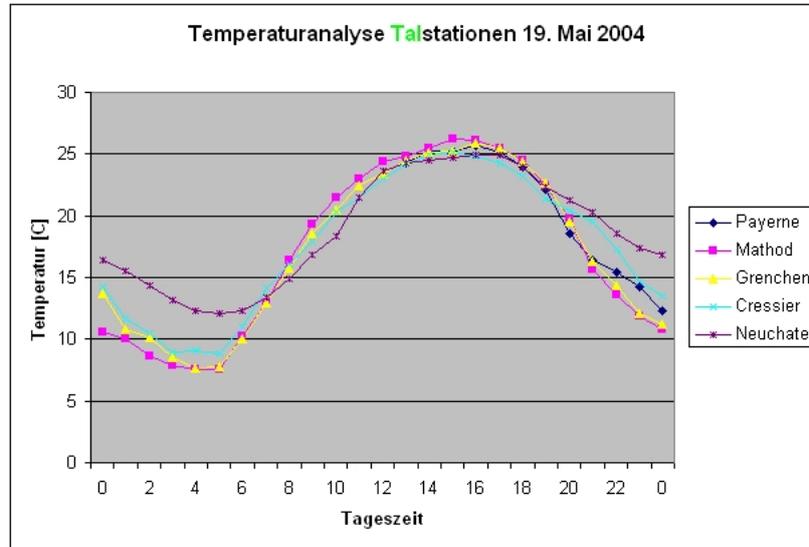


Abb. 5.2: Tagesgang der Lufttemperatur zwei Meter über Boden der verwendeten Talstationen am 19. Juli 2004, einem typischen Tag mit Joran statique.

Temperatur aufweist als die Umgebung wird der See in der Nacht Wärme an die Umgebung abgeben und somit für eine Dämpfung des nächtlichen Temperaturrückganges sorgen.

Wie bei der Temperatur kann auch beim betrachten der relativen Feuchte kein auffälliges Merkmal gefunden werden, welches den Joran statique erklären könnte. Auch hier erkennt man in den Daten den typischen Tagesgang. Korrelationen zwischen der maximalen mittleren Windgeschwindigkeit wie auch der maximalen Böengeschwindigkeit mit der relativen Feuchte lieferten nur bescheidene Werte. Das Bestimmtheitsmass erreichte nur einen Wert von 0.13. Somit scheint die relative Feuchte nicht von allzu grosser Bedeutung für den Joran statique zu sein.

Da Winde die Eigenschaft haben Druckunterschiede auszugleichen wurde versucht diesen Druckausgleich zwischen der Bergstation Chasseral und der Talstation Neuchâtel zu überprüfen. Beim Vergleich des Luftdrucks eine Stunde vor dem Einsetzen des Jorans minus dem Luftdruck eine Stunde nach dem Joranende kann in Neuchâtel in allen 22 Fällen ein Druckanstieg verzeichnet werden. Auf dem Chasseral nimmt der Druck in der selben Zeitspanne in 3 Fällen ab und in den übrigen 19 Fällen zu. Man kann also lediglich in 3 Fällen einen Druckausgleich zwischen Berg - und Talstation beobachten. Bei diesen Betrachtungen ist jedoch vorsicht geboten, da eine allfällige Druckänderung verursacht durch den Joran durch den Tagesgang des Druckes überlagert wird. Bildet man die Differenz zwischen den Drucken Chasseral minus Neuchâtel und betrachtet den Verlauf dieser Kurve, fällt auf, dass der Druck auf dem Chasseral beinahe immer höher ist als derjenige in Neuchâtel. Wäre der Joran eine Ausgleichsströmung zwischen diesen beiden Stationen, müsste der Wind also permanent vom

Berg ins Tal wehen. Wie die Windmessungen in Neuchâtel zeigen, ist dies jedoch nur in den Abendstunden der Fall.

Beim Druckvergleich zwischen den Stationen handelt es sich um den sogenannten qnh Druck. Dabei wird der lokale, von der Messstation registrierte Druck mit den Standardbedingungen der Atmosphäre auf Meeresniveau umgerechnet. Genau in dieser Annahme der Standardatmosphäre könnte die Fehlerquelle dieser Diskrepanz zwischen Theorie und Wirklichkeit liegen. Unter Umständen würde man durch eine andere Umrechnung bessere Resultate erhalten.

5.3 Strahlungsunterschied zwischen den Berg-, Hang- und Talstationen

In der Arbeit von (Boinay1996) wurde als mögliche Ursache des joran statique die unterschiedliche Strahlung zwischen den Jurakreten, dem steilen Abhang und dem angrenzenden Mittelland genannt. Um diese These zu verifizieren, wurden die Globalstrahlung sowie die stündliche Sonnenscheindauer an der Talstation Neuchâtel, der Hangstation La Frêtaz sowie der Bergstation Chasseral miteinander verglichen.

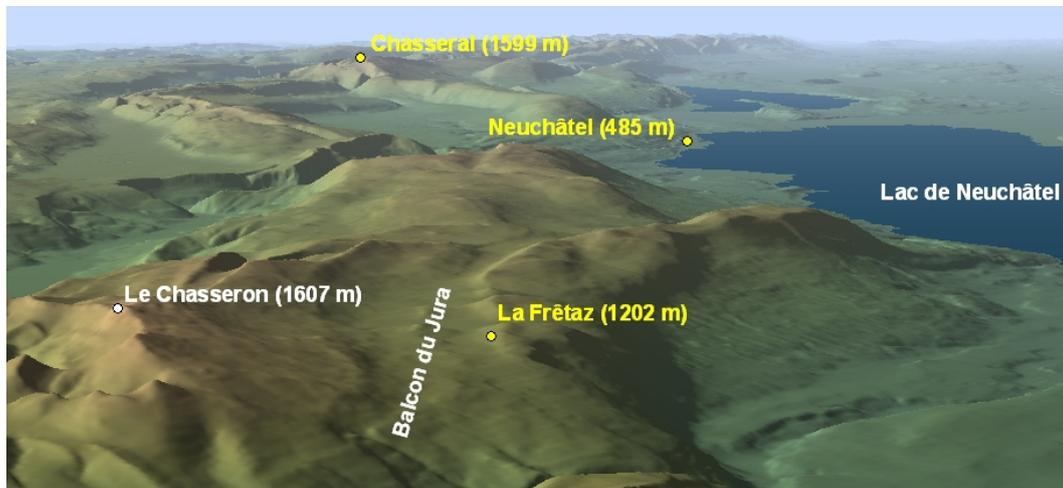


Abb. 5.3: Übersichtskarte der Berg-, Hang- und Talstationen.

Die (Abbildung 5.3) gibt eine Übersicht über die geographische Lage der Stationen Neuchâtel, Chasseral und La Frêtaz. Die Station La Frêtaz gilt zwar offiziell als Hangstation, sie liegt jedoch auf einer Hochebene, dem sogenannten Balcon du Jura und kann aus diesem Grund nur bedingt als Hangstation betrachtet werden.

Bei der Betrachtung des Verlaufs der Globalstrahlung von Neuchâtel, dem Chasseral und La Frêtaz an einem absolut wolkenlosen Tag (Abbildung 5.4) fällt sofort auf, dass die Global-

strahlung auf dem Chasseral einen viel ausgeprägteren Tagesgang aufweist als derjenige der anderen beiden Stationen. Ein möglicher Grund dafür könnte die zunehmende Transparenz der Atmosphäre mit zunehmender Höhe sein (Ohmura2004). Der Verlauf der Globalstrahlung an den Stationen La Frêtaz und Neuchâtel verläuft sehr ähnlich. Es sind nur geringfügige Unterschiede zwischen beiden Stationen erkennbar. Die Globalstrahlungsdifferenz zwischen Neuchâtel und La Frêtaz zeigt, dass in 21 von 22 Fällen um 19.00 h in Neuchâtel unabhängig von der stündlichen Sonnenscheindauer höhere Werte gemessen werden als in La Frêtaz. Die Differenz ist jedoch bescheiden und liegt in der Grössenordnung von maximal $+40 \text{ W m}^{-2}$. Diese Feststellung hat mit grosser Wahrscheinlichkeit mit der geographischen Lage der Station La Frêtaz zu tun. Die tiefstehende Abendsonne erreicht am Abend die Hangstation La Frêtaz nicht mehr. Sie befindet sich zu dieser Zeit im Schatten des Le Chasseron. Im Gegensatz dazu kommen die Stationen Neuchâtel und insbesondere die Bergstation Chasseral noch länger in den Genuss der Sonneneinstrahlung. Dies bestätigen auch die Messdaten der stündlichen Sonnenscheindauer am wolkenlosen Jorantag 8. Juni 2004 (Abbildung 5.5). Da die Hangstation La Frêtaz auf einer Hochebene liegt, erreicht der Schatten die Station erst relativ spät (Abbildung 5.4). Der steile Abhang der Jurarandkette liegt aber bereits viel früher im Schatten, so dass dort über einen längeren Zeitraum erheblich grössere Strahlungsunterschiede festgestellt werden könnten. Leider ist in diesem Gebiet keine Messstation installiert um dies zu überprüfen. Folglich kann die These von (Boinay1996), welcher als Ursache für den Joran statique die unterschiedliche Strahlungsbilanz zwischen dem Abhang und der Talstation nennt, weder bestätigt noch widerlegt werden.

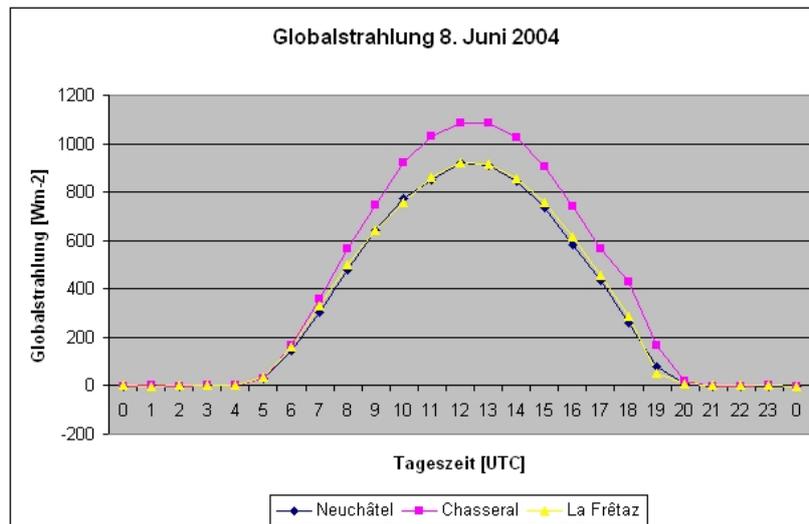


Abb. 5.4: Tagesgang der Globalstrahlung der Stationen La Frêtaz, Neuchâtel und Chasseral am 8. Juni 2004.

Augenzeugen sowie (Bouët1985) in seinem Buch *Climat et météorologie de la Suisse romande* erwähnten, dass im Zusammenhang mit Joran statique über den Jurakreten Cumulus Wolken

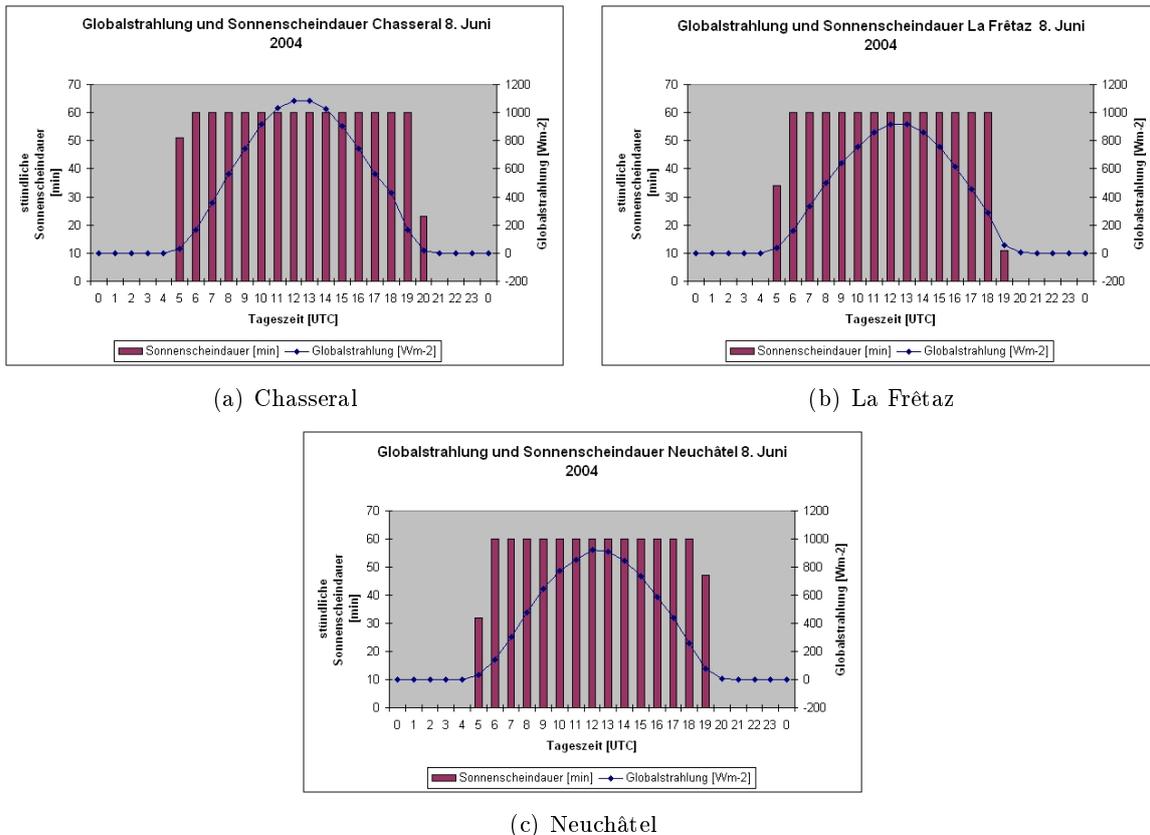


Abb. 5.5: Globalstrahlung und stündliche Sonnenscheindauer der Messstationen (a) Chasseral, (b) La Frêtaz und (c) Neuchâtel am 8. Juni 2004. Bei diesem Datum handelt es sich um einen absolut wolkenlosen Tag, mit maximaler Sonneneinstrahlung an allen drei Stationen.

zu sehen sind. Betrachtet man an den Jorantagen die stündliche Sonnenscheindauer der Bergstation Chasseral und der Talstation Neuchâtel, so stellt man fest, dass in 20 der 22 Joran statique Fälle die stündliche Sonnenscheindauer auf dem Chasseral mindestens während einer Stunde nicht maximal ist. Insbesondere am Nachmittag und am Abend wird das Maximum von 60 Minuten Sonnenscheindauer pro Stunde nicht erreicht. Die Station Neuchâtel zeigt ein ähnliches Bild. In 18 von 22 Fällen erreicht die stündliche Sonnenscheindauer nicht den maximal möglichen Wert von 60 Minuten. Auch hier kann eine Häufung der sonnenärmeren Stunden am Nachmittag und Abend festgestellt werden. Vergleicht man die sonnenärmeren Stunden miteinander, so fällt auf, dass diese nicht immer zur gleichen Zeit an beiden Orten auftreten. Dies lässt den Schluss zu, dass die Wolken welche die Sonne bedecken eher kleinräumig und lokal auftreten dürften. Cumuli würden dieses Kriterium sehr gut erfüllen. Die Beobachtung, dass der Joran statique auftritt wenn Cumuli über den Jurakreten sichtbar sind, kann durchaus zutreffen. Wie das Beispiel des 8. Juni 2004 zeigt, kann der Wind aber auch ohne sichtbare Cumuli über den Jurakreten auftreten. Die Cumuli sind somit keine notwendige Bedingung für den Joran statique.

Die unterschiedliche Sonnenscheindauer zwischen der Bergstation Chasseral und der Talstation Neuchâtel kann benützt werden um den Einfluss des Temperaturunterschiedes zwischen diesen Stationen auf den Joran statique zu erklären. Wie im vorgehenden Abschnitt erwähnt wird die maximale stündliche Sonnenscheindauer auf dem Chasseral häufiger nicht erreicht als in Neuchâtel. Dies lässt den Schluss zu, dass der Himmel über der Bergstation öfter von Wolken bedeckt ist als über Neuchâtel. Der Temperaturunterschied zwischen den beiden Stationen wird umso grösser, desto mehr Sonnenschein in Neuchâtel und desto weniger Sonnenschein auf dem Chasseral registriert wird. Die Daten haben gezeigt, dass der Joran statique umso stärker wird, je grösser dieser Temperaturunterschied ist.

5.4 Ausweitung des Untersuchungsgebietes auf den Juranordfuss

Die bis anhin gemachten Betrachtungen haben sich allesamt auf einen schmalen Streifen zwischen der Jurarandkette und dem unmittelbar an die Randkette angrenzenden Mittelland bezogen. Ausser dem zu Beginn dieses Kapitels erwähnten Zusammenhang zwischen der Windgeschwindigkeit und dem Temperaturunterschied Neuchâtel – Chasseral, ergaben sich keine weiteren signifikanten Zusammenhänge zwischen den meteorologischen Parametern der in diesem Bereich liegenden Messstationen welche möglicherweise den Joran erklären könnten. Insbesondere konnte kein Zusammenhang zwischen der Druckentwicklung der Bergstation Chasseral und den Talstationen festgestellt werden. Dies war sehr überraschend, da Winde versuchen Druckunterschiede auszugleichen.

Als Folge dieser fehlenden Zusammenhänge auf lokaler Ebene wurde das Untersuchungsgebiet ausgeweitet, um den Joran statique etwas grossräumiger zu betrachten. Die Suche nach der grossräumigeren Ursache für diesen Wind wird zusätzlich durch die Tatsache gestützt, dass der Wind über einen Zeitraum von drei bis vier Stunden in einem grossen Verbreitungsgebiet weht. In diesem Zeitraum können beträchtliche Luftmassen bewegt werden. Dies könnte ein Hinweis für eine grossräumigere Ursache des Joran statiques sein. Zu den bisherigen Messstationen wurde zusätzlich die Station Fahy–Boncourt hinzugefügt. Diese Station liegt am Juranordfuss, nördlich des Juragebirges im Pruntrutzipfel und ist wie Neuchâtel eine ANETZ Station.

Betrachtet man die zeitliche Entwicklung des Luftdruckunterschiedes zwischen den Messstationen Fahy–Boncourt und Neuchâtel an einem Jorantag (Abbildung 5.6), so stellt man fest, dass der Joran statique bis auf eine Ausnahme immer dann auftritt, wenn der Luftdruck zu Beginn der Joranphase in Fahy–Boncourt am Juranordfuss höher ist als in Neuchâtel am Jurasüdfuss. Der Druckunterschied zwischen diesen beiden Messstationen liegt zu diesem Zeitpunkt in der Grössenordnung von $+0.2hPa$ bis $+1.2hPa$. Während der Joranphase beginnt sich der

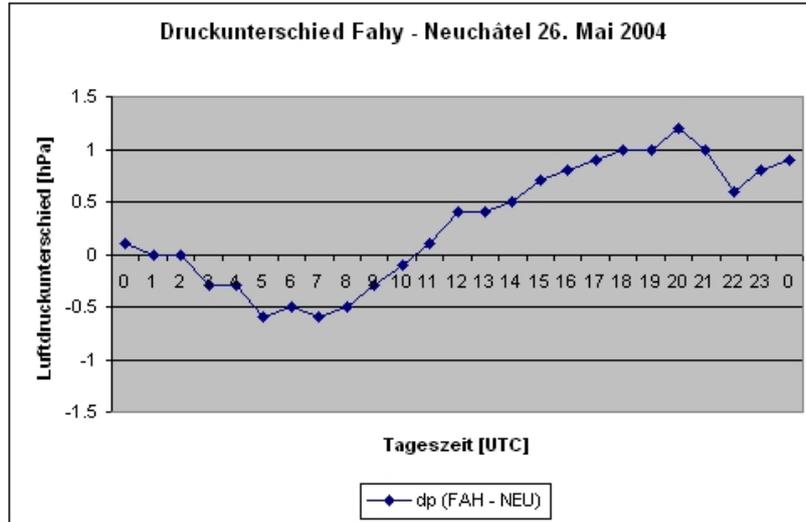


Abb. 5.6: Luftdruckunterschied zwischen Fahy-Boncourt und Neuchâtel am 26. Mai 2004.

Druckunterschied zwischen diesen beiden Messstationen wieder zu reduzieren respektive in negative Werte umzuwandeln. In den meisten Fällen setzt die Druckreduktion jedoch erst mit einer Verzögerung von einer bis zwei Stunden nach Joranbeginn ein und hält nach dem Ende der Joranphase noch für eine Weile weiter an.

In 18 von 22 Joran statique Fällen ($\sim 82\%$) zeigt der Verlauf des Druckunterschiedes zwischen Fahy-Boncourt und Neuchâtel einen ähnlichen Verlauf zur (Abbildung 5.6). An diesen Tagen ist der Luftdruck am Morgen am Jurasüdfuss höher als am Juranordfuss. Im Laufe des Tages ändert sich dies aber. Spätestens um 18 UTC ist der Druck in Fahy-Boncourt höher als in Neuchâtel. Der maximale Unterschied wird dabei während der Joranphase erreicht und beginnt sich danach wieder abzubauen. In 3 der 22 Fälle ($\sim 13.5\%$), ist der Druck in Fahy-Boncourt den ganzen Tag über höher als derjenige am Jurasüdfuss. Jedoch vergrößert sich auch hier der Druckunterschied im Laufe des Tages und wird während der Joranphase wieder reduziert. Eine Ausnahme bildet der 11. Mai 2006. An diesem Jorantag ist der Luftdruck in Fahy-Boncourt den ganzen Tag über tiefer als in Neuchâtel. Zu Beginn der Joranphase ist der Druck in Neuchâtel allerdings nur noch geringfügig höher. Im Laufe des Joranereignisses nimmt die Druckdifferenz zwischen den beiden Stationen wieder zu. Eine Besonderheit dieses Tages ist der Hochnebel welcher am bis um ca 12 UTC von der Messstation Neuchâtel registriert wurde. Erst nach 12 UTC hatte die Sonne die Hochnebeldecke aufgelöst und konnte den Boden in Neuchâtel bis zum Sonnenuntergang ungehindert aufheizen. Dieser Nebel könnte der Grund für diesen ungewöhnlichen Tagesgang der Drucke sein.

Wird nun der Druckunterschied zwischen Fahy-Boncourt und Neuchâtel eine Stunde vor Joranbeginn mit der maximalen mittleren Windgeschwindigkeit respektiv der maximalen Böen-

geschwindigkeit in der Joranphase korreliert, stellt man eine nicht unwesentliche gegenseitige Abhängigkeit dieser Parameter fest. Das Bestimmtheitsmass ($= R^2$) für die Korrelation zwischen dem Druckunterschied zwischen Fahy–Boncourt und Neuchâtel und der maximalen mittleren Windstärke beträgt 0.43. Für die Korrelation zwischen dem Druckunterschied Fahy–Boncourt und Neuchâtel beträgt das Bestimmtheitsmass 0.41. Somit ist die Windgeschwindigkeit in der Joranphase zu einem gewissen Grad vom Luftdruckgefälle zwischen dem Juranordfuss und dem Jurasüdfuss abhängig.

5.5 Resultate der Radiosondierungen: Stabilität der Atmosphäre und Inversionen

Die Analyse der Stabilität der Atmosphäre mit dem K-Index zeigt, dass in 17 der 22 Joran statique Fälle ($\sim 77\%$) keine oder nur isoliert Gewitter möglich sind. In 4 Fällen muss mit vereinzelt, nur in einem Fall mit verbreiten Gewittern gerechnet werden. Dies würde bedeuten, dass die Atmosphäre an Jorantagen relativ stabil geschichtet sein muss. Benützt man zur Stabilitätsbestimmung den CAPE using virtual temperature Index kommt man zum gleichen Resultat. In 17 von 22 Fällen ist die Konvektion nur schwach ausgeprägt. Es muss lediglich mit einzelnen Schauern gerechnet werden. Auch der SWEAT Index unterstützt diese beiden Resultate. Die Stabilitätsanalyse mit der Richardsonzahl durchgeführt zeigt, dass an 7 Joran statique Tagen der Auftrieb eine untergeordnete Rolle spielt, jedoch in den restlichen 15 Fällen eine wichtige Rolle spielt und nicht vernachlässigt werden kann.

Untersucht man die 12 UTC Radiosondenaufstiege der Messstation Payerne, findet man eine Häufung der Temperaturinversionen in den Höhenbereichen zwischen 1000 – 1500 m sowie zwischen 3000 – 3500 m. Von besonderem Interesse sind dabei die Inversionen zwischen 1000 und 1500 m. Diese können mit zunehmender Tageszeit noch etwas weiter ansteigen. Da Temperaturinversionen extrem stabile Luftschichten sind, wirken sie als Sperrschichten für Vertikalbewegungen in der Atmosphäre (Liljequist 1984). Genau diese Unterbindung des vertikalen Luftaustausches könnte die Ursache des Joran statique sein:

Wenn der Joran versucht den Druck zwischen der Nordseite des Juragebirges und der Südseite auszugleichen, muss der Wind orographisch bedingt das Gebirge überqueren. Da sich aber im Bereich zwischen 1000 und 1500 m eine Inversion befindet, wird die Luft über dem Gebirge stark eingengt und kanalisiert. Damit stets die gleiche Menge Luft die schmale Stelle zwischen den Gebirgsgipfeln und der Inversion passieren kann wie die breitere Passage vor dem Gebirge, muss die Luft über dem Gebirge beschleunigt werden. Auf der Leeseite, also am Jurasüdfuss, stürzt der Wind als Joran dann den Flanken entlang ins Mittelland. Mit zunehmender Entfernung vom Gebirge wird er dann immer schwächer.

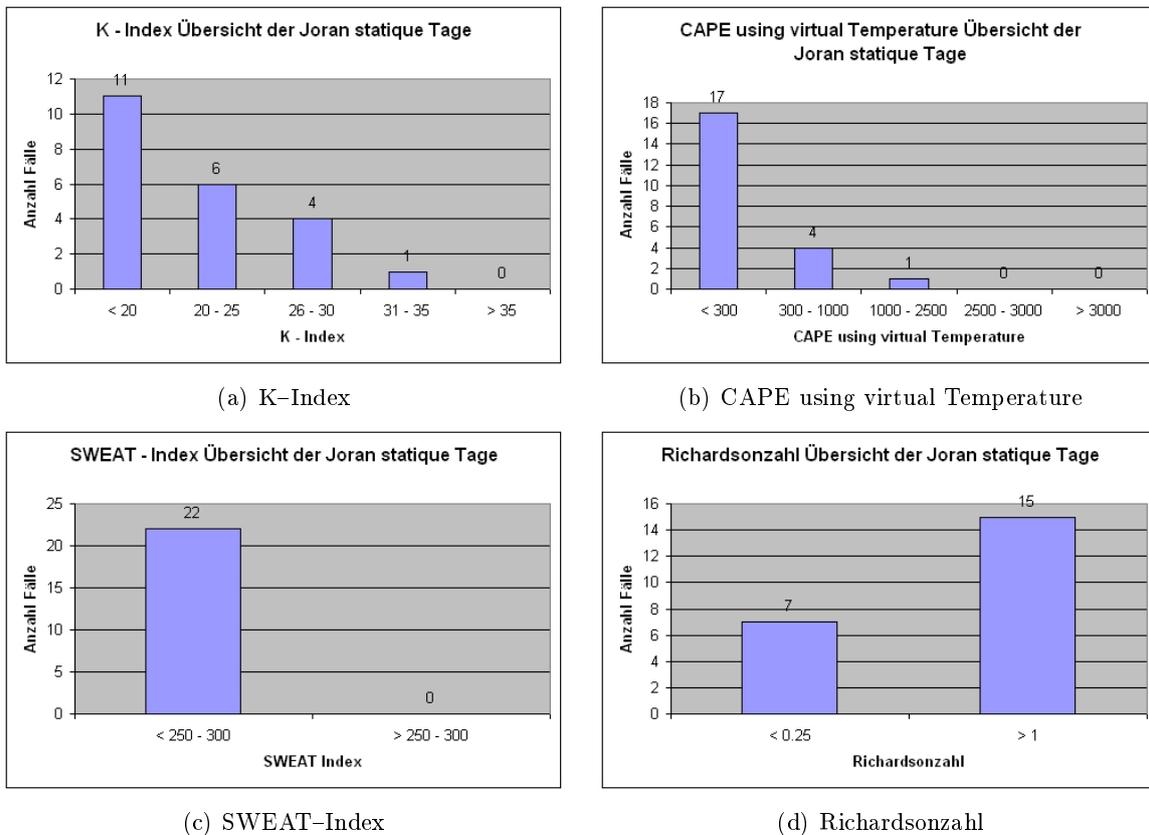


Abb. 5.7: Stabilitätsindizes der 22 Joran statique Tage: (a) K-Index, (b) CAPE using virtual Temperature, (c) SWEAT-Index und (d) Richardsonzahl.

5.6 Zusammenfassung

Von den 202 Tagen an welchen die Messtation Neuchâtel in den Monaten Mai, Juni und Juli der Jahre 2004–2006 Nordwestwind registriert hatte, wurden 22 Tage als Tage mit Joran statique identifiziert. Die anderen Talstationen entlang des Jurasüdfusses (Cressier, Grenchen und Method) lieferten noch bedeutend geringere Werte und wurden aus diesem Grund nicht weiter betrachtet. Untersucht man an diesen 22 Tagen die grossräumige Wetterlage, stellt man fest, dass der Joran statique auftritt, falls sich ein ausgedehntes Hochdruckgebiet über dem Alpenraum befindet, oder die Druckverteilung über Mitteleuropa flach ist. Bei der Suche nach den möglichen Ursachen die zu diesem Wind führen, zeigten die Messdaten, dass der maximale Temperaturunterschied zwischen der Bergstation Chasseral und der Talstation Neuchâtel einen signifikanten Einfluss auf die maximale mittlere Windgeschwindigkeit wie auch auf die maximale Böengeschwindigkeit des Joran statique hat. Je grösser dieser Temperaturunterschied ist, desto stärker wird der Joran sein. Allerdings konnte auf dieser relativ kleinräumigen Skala zwischen der Berg- und Talstation kein weiterer Zusammenhang zwischen dem Wind und

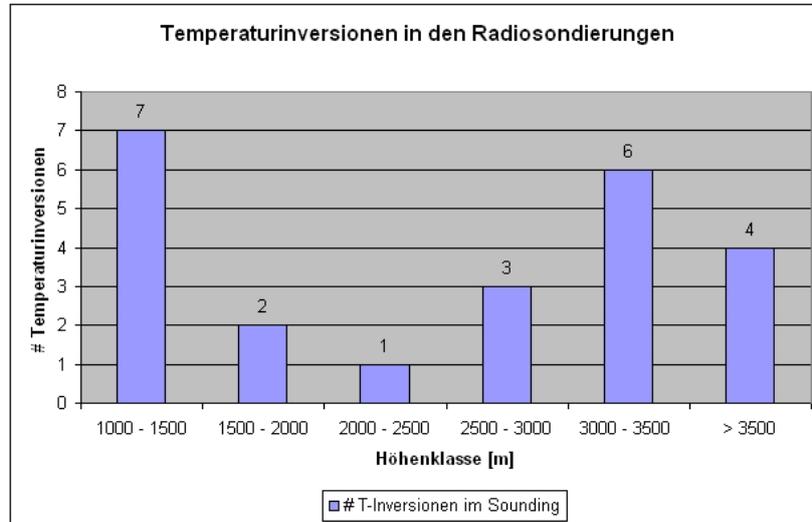


Abb. 5.8: Temperaturinversionen in den Radiosondierungen von 12 UTC der Station Payerne.

den von den Messstationen registrierten meteorologischen Parametern festgestellt werden. Als Folge davon, wurde das Untersuchungsgebiet vom Jurasüdfuss und der Krete auch auf die nördlich des Gebirges gelegene Station Fahy–Boncourt ausgeweitet. Es wurde ersichtlich, dass der Joran statique dann auftritt, wenn zwischen den Stationen Fahy–Boncourt und Neuchâtel ein positiver Druckunterschied herrscht, wobei der Druck bis auf eine Ausnahme nördlich des Juragebirges höhere Werte aufweist als südlich. Der Unterschied ist allerdings nur gering und weist einen maximalen Unterschied von 1.4 hPa auf. Während der Joranphase beginnt sich dieser Druckunterschied mit einer kleinen zeitlichen Verzögerung wieder auszugleichen.

Um einen Einblick von der vertikalen Schichtung der Atmosphäre zu erhalten wurden die Radiosondenaufstiege der nahe gelegenen Messstation Payerne hinzugezogen. Der Aufstieg um 12 UTC lieferte eine Häufung von Temperaturinversionen zwischen 1000 und 1500 m. Diese, im Laufe des Nachmittags unter Umständen noch leicht ansteigenden Inversionen, können als Sperrschichten für den vertikalen Luftaustausch verantwortlich sein und den Wind, welcher den Druck zwischen dem Nord– und Südrand des Gebirges ausgleichen versucht, kanalisieren. Als Folge davon müsste die Luft bei der Überquerung des Gebirges beschleunigt werden und strömt danach den Flanken entlang ins angrenzende Mittelland hintunter.

Eine Analyse der Stabilität der Atmosphäre mit verschiedenen Stabilitätsindizes zeigte, dass die Atmosphäre an den meisten Tagen mit Joran statique stabil geschichtet ist.

6 Fallbeispiele

In diesem Kapitel werden drei Joran statique Ereignisse vorgestellt. Zu Beginn folgt jeweils eine Übersicht über die allgemein vorherrschende Wetterlage in der Schweiz, gefolgt von einem detaillierten Tagesverlauf des Windes der Messstation Neuchâtel und der Druckentwicklung zwischen Fahy-Boncourt und Neuchâtel.

6.1 Beispiel 1: Joran statique Ereignisse am 19.& 20. Mai 2004

6.1.1 Allgemeiner Wetterverlauf in der Schweiz vom 18. bis 20. Mai 2004

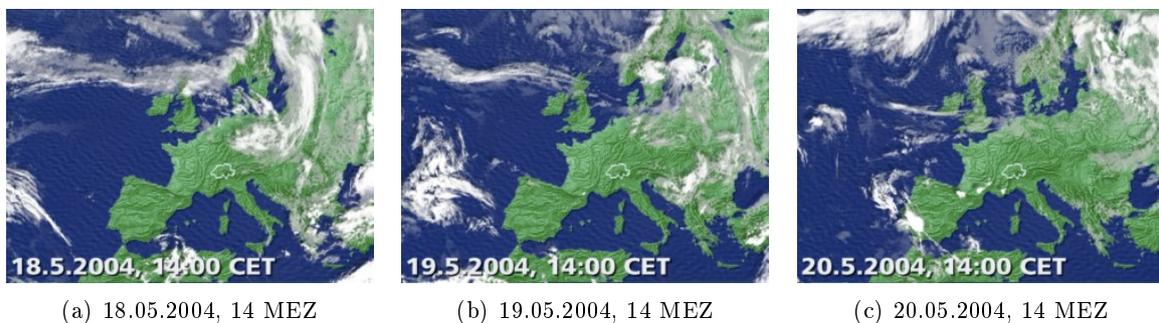


Abb. 6.1: Satellitenbilder vom (a) 18. bis (c) 20. Mai 2004, jeweils um 14 Uhr mitteleuropäische Zeit (MEZ). Der Joran trat in Neuchâtel am 19. (b) und 20. Mai (c) von 18 UTC bis 21 UTC auf. Quelle: www.meteo.sf.tv, Zugriff: 23.08.2007

Dienstag, 18. Mai 2004:

Ein kräftiges Sommerhoch erstreckt sich vom Atlantik bis nach Osteuropa und bestimmt das Wetter über dem Alpenraum. Auf der Alpennordseite schien die Sonne den ganzen Tag von früh bis spät. Im Tagesverlauf entstanden nur wenige harmlose Quellwolken. An vielen Messstationen im Mittelland wurden so Tageshöchsttemperaturen von 25°C oder sogar ein wenig darüber gemessen.

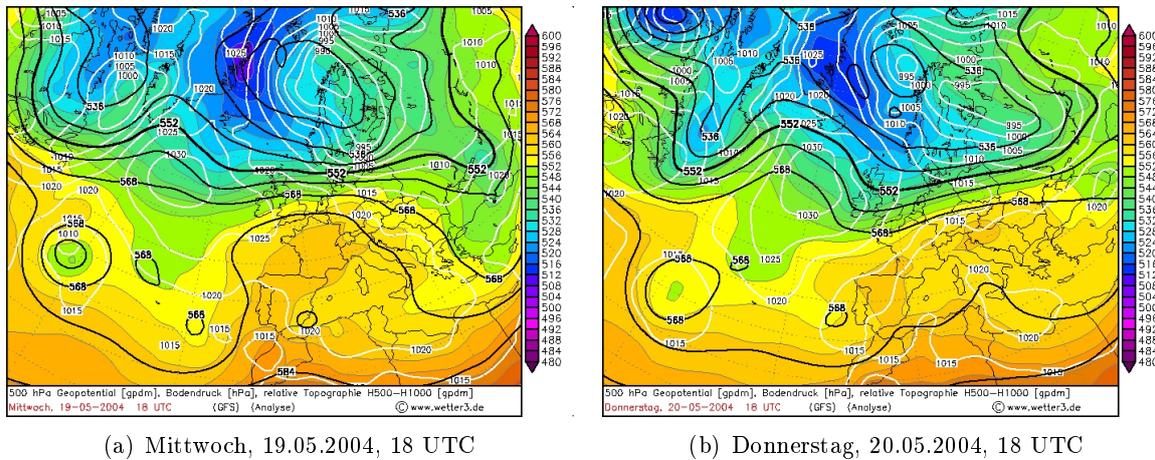


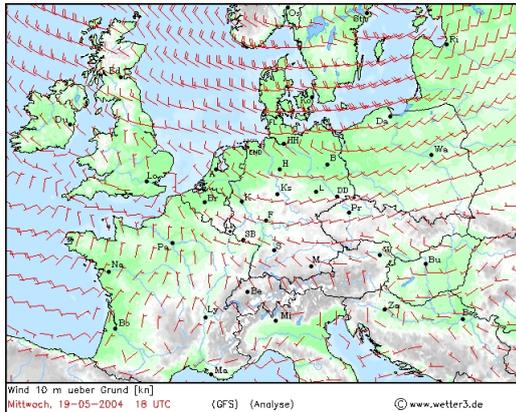
Abb. 6.2: Grosswetterlage über Europa am (a) 19. und (b) 20. Mai 2004, jeweils um 18 UTC. Über der iberischen Halbinsel befindet sich ein ausgedehntes Hochdruckgebiet, welches das Wetter in weiten Teilen West- und Mitteleuropas bestimmt. Dieses schwächt sich im Laufe des 20. Mai immer mehr ab. Weisse Linien: Bodendruck in hPa, schwarze Linien: 500 hPa Geopotential in geopotentiellen Metern, die Farbe entspricht der relativen Topographie (H500 - H1000) in geopotentiellen Metern. Quelle: www.wetter3.de, Zugriff: 03.09.2007

Mittwoch, 19. Mai 2004:

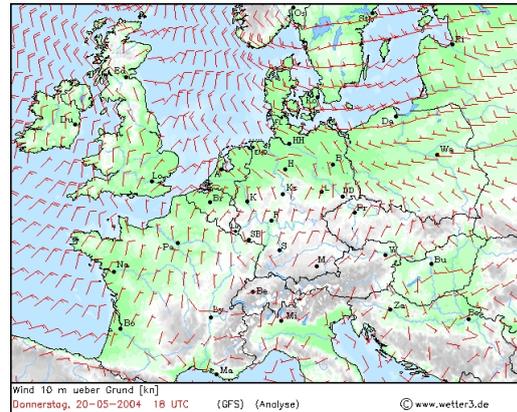
Die Wirkung des wetterbestimmenden Hochdruckgebietes lässt allmählich nach. Trotzdem zeigte sich, abgesehen von kurzlebigen Quellwolken, die wärmende Frühsommersonne am Schweizer Himmel. Am Vormittag war es sogar meist wolkenlos. Die Temperaturen im Mittelland erreichten auch heute sommerliche Werte.

Donnerstag, 20. Mai 2004:

Eine Tiefdruckrinne erstreckt sich von Spanien bis nach Polen. Sie bestimmt mit schwülwarmer und zunehmend gewitteranfälliger Luft das Wetter in der Schweiz. Trotz des sinkenden Luftdruckes blieb es dank heranströmender, trockener Warmluft vorerst noch sehr sonnig. Im Mittelland und in der Ostschweiz war es bis am frühen Nachmittag sogar meist wolkenlos. Die Quellwolken in den Alpen wuchsen in der anfangs stabilen Luftmasse nur vereinzelt in die Höhe. Am Nachmittag drifteten erste grössere Gewitterwolken aus Südwesten ins südliche Wallis. Gegen 18.00 h zog schliesslich eine Gewitterlinie von Frankreich her zur Romandie. Die Temperaturen lagen erneut im sommerlichen Bereich und erreichten 25 bis 30°C.



(a) Mittwoch, 19.05.2004, 18 UTC

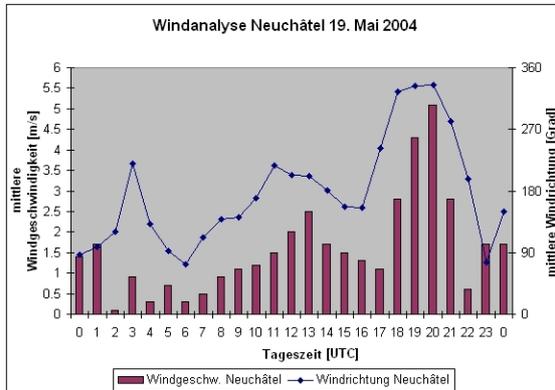


(b) Donnerstag, 20.05.2004, 18 UTC

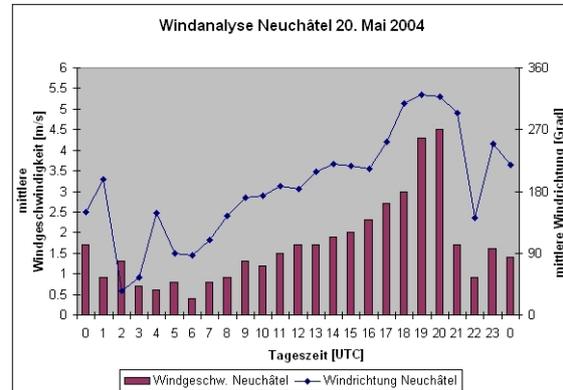
Abb. 6.3: Windverhältnisse über Mitteleuropa am (a) 19. und (b) 20. Mai 2004 jeweils um 18 UTC. Über Mitteleuropa ist es allgemein nur schwach windig. Der Wind weht dabei meist aus nördlicher bis westlicher Richtung. Die roten Windpfeile zeigen die Windrichtung und die Windstärke in Knoten, zehn Meter über dem Boden an. Quelle: www.wetter3.de, Zugriff: 03.09.2007

6.1.2 Tagesverlauf des Windes der Station Neuchâtel am 19. & 20. Mai 2004

Wie die (Abbildung 6.4) zeigt, bläst der Wind am 19. Mai von 00 UTC bis um 06 UTC schwach aus östlicher respektiv südöstlicher Richtung. Eine Ausnahme bildet dabei 03 UTC. In dieser Zeit weht der Wind aus südwestlicher Richtung. Von 06 UTC bis 16 UTC dreht die Windrichtung langsam auf Süden. Die mittlere Windgeschwindigkeit schwankt dabei zwischen 1 m/s und 2.5 m/s. Zwischen 16 UTC und 18 UTC ändert die Windrichtung von Süden über Westen nach Nordwesten. Von 18 UTC bis 21 UTC werden in Neuchâtel Windrichtungen zwischen 282° und 335° registriert. Die mittlere Windgeschwindigkeit erreicht, wie in (Abbildung 6.4) deutlich zu erkennen ist, in diesem Zeitintervall die höchsten Werte (maximal 5m/s). Diese Periode entspricht am ausgewählten Tag der Joranphase. Von 22 UTC bis 24 UTC nimmt die Windgeschwindigkeit wieder ab und der Wind dreht über West wieder zurück auf Südost. Betrachtet man für den selben Tag, die maximalen Böengeschwindigkeiten (Abbildung 6.5), so treten diese auch zwischen 18 UTC und 21 UTC auf. Die höchste Geschwindigkeit beträgt dabei 11.9 m/s und wurde von der Messstation um 20 UTC gemessen.

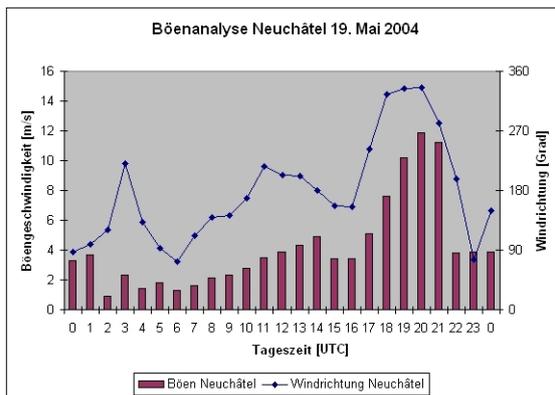


(a) Mittwoch, 19.05.2004

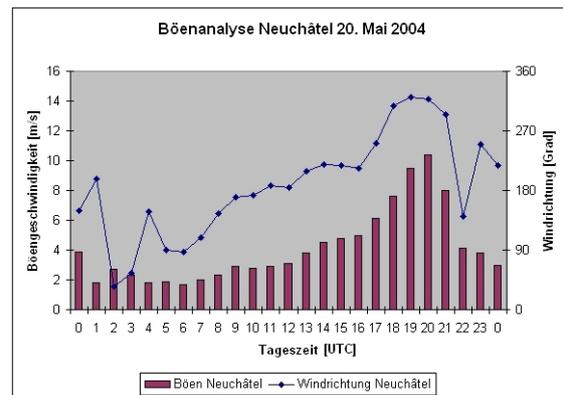


(b) Donnerstag, 20.05.2004

Abb. 6.4: Windverlauf der Station Neuchâtel vom (a) 19. bis (b) 20. Mai 2004. Die Joranphase dauert an beiden Tagen von 18 UTC bis 21 UTC.



(a) Mittwoch, 19.05.2004



(b) Donnerstag, 20.05.2004

Abb. 6.5: Verlauf der maximalen Böengeschwindigkeit und der Windrichtung der Station Neuchâtel vom (a) 19. bis (b) 20. Mai 2004. Quelle: www.wetter3.de, Zugriff: 03.09.2007

6.1.3 Tagesverlauf des Druckunterschiedes zwischen Fahy–Boncourt und Neuchâtel am 19. & 20. Mai 2004

Betrachtet man die (Abbildung 6.6), so erkennt man, dass der Luftdruckunterschied zwischen den Messstationen Fahy–Boncourt und Neuchâtel an beiden Tagen während der Joranphase (zwischen 18 UTC und 21 UTC) jeweils das Maximum erreicht. Dabei herrscht in beiden Fällen höherer Druck in Fahy–Boncourt als in Neuchâtel. Gegen Ende der Joranphase beginnt sich dieser Druckunterschied jeweils zu verringern. Da Winde versuchen Druckunterschiede auszugleichen, könnte diese Reduktion des Druckunterschiedes durchaus durch den Joran verursacht werden.

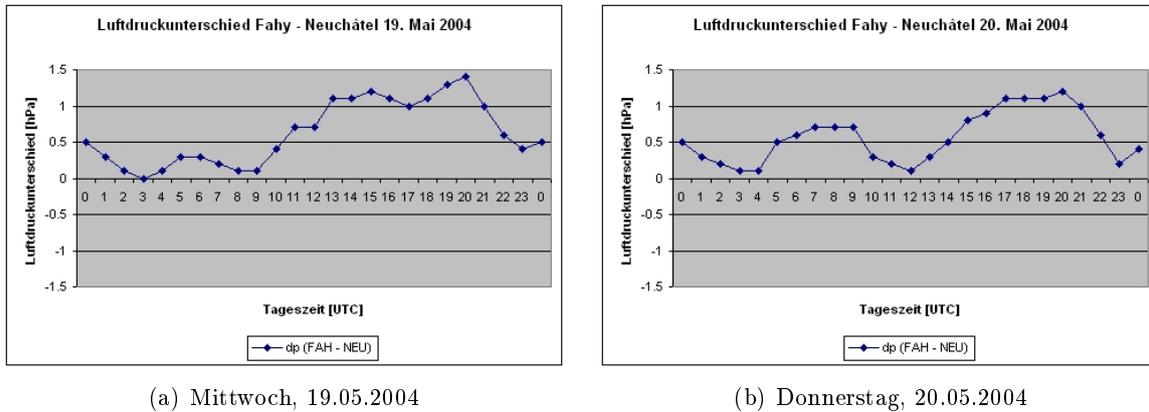


Abb. 6.6: Luftdruckunterschied zwischen Fahy–Boncourt und Neuchâtel am (a) 19. und (b) 20. Mai 2004.

6.2 Beispiel 2: Joran statique Ereignis am 19. Juli 2006

6.2.1 Allgemeiner Wetterverlauf in der Schweiz vom 18. bis 20. Juli 2006



Abb. 6.7: Satellitenbilder vom (a) 18. bis (c) 20. Juli 2006, jeweils um 14 Uhr mitteleuropäische Zeit (MEZ). Der Joran trat in Neuchâtel am 19. (b) Juli von 19 UTC bis 21 UTC auf. Bildquelle: www.meteo.sf.tv, Zugriff: 23.08.2007

Dienstag, 18. Juli 2006:

Die Schweiz liegt in einer flachen Hockdruckzone, die vom Nordatlantik quer über den Kontinent bis fast nach Nordafrika reicht. An der Westflanke dieses Hochs fließt heisse Luft von Süden in den Alpenraum. Das Sommerhoch verlagerte im Verlauf des Tages seinen Schwerpunkt von Dänemark zu den Ostalpen. Als Folge davon liess die Bise langsam nach. In der ganzen Schweiz war es weitgehend wolkenlos, erst am Nachmittag bildeten sich über den Hochalpen lokale Gewitter. Schauer waren an diesem Tag in der ganzen Schweiz eher selten. Die Temperaturen erreichten im Mittelland Temperaturen von über 30 °C.

Mittwoch, 19. Juli 2006:

Am Rande eines Hochs über Südosteuropa fließt weiter heisse Luft zu den Alpen. Mit mehrheitlich maximaler Sonneneinstrahlung wurden heute fast im ganzen Land neue Jahreshöchsttemperaturen gemessen. Im Mittelland wurden Temperaturen von 30°C in St. Gallen, bis knapp 35°C in Genf registriert. Quellwolken gab es auch an diesem Tag nur über den Alpen, aber selbst dort blieben Gewitter eher die Ausnahme.

Donnerstag, 20. Juli 2006:

Das in den letzten Tagen wetterbestimmende Sommerhoch zieht nach Osten weiter und schwächt sich allmählich ab. Von der iberischen Halbinsel wird weiterhin sehr heisse, aber auch zunehmend feuchtere Luft in Richtung Alpenraum transportiert. Der Tag startete am Morgen im ganzen Land mit viel Sonnenschein. Am Nachmittag begannen sich jedoch Quellwolken zu bilden und es kam über dem Jura und den nördlichen Voralpen zu einzelnen Gewittern und Regenschauern. Aus diesem Grund wurden insbesondere am Jurasüdfuss und in der Region Basel keine neuen Jahreshöchsttemperaturen erreicht.

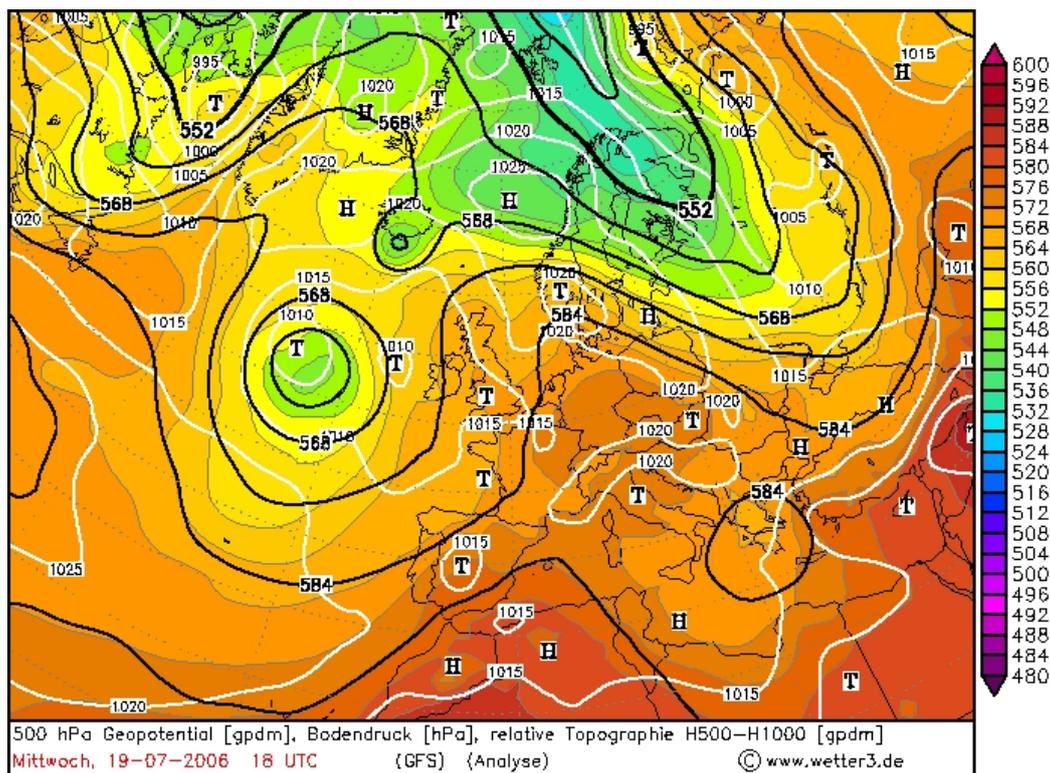


Abb. 6.8: Grosswetterlage über Europa am 19. Juli 2006 (00 UTC). Weisse Linien: Bodendruck in hPa, schwarze Linien: 500 hPa Geopotential in geopotentiellen Metern, die Farbe entspricht der relativen Topographie (H500 - H1000) in geopotentiellen Metern. Quelle: www.wetter3.de, Zugriff: 03.09.2007

6.2.2 Tagesverlauf des Windes der Station Neuchâtel am 19. Juli 2006

Von 00 UTC bis um 13 UTC dreht die Windrichtung gleichmässig von Norden über Osten nach Süden. Die mittlere Windstärke bleibt dabei konstant im Bereich von 1 bis 1.5 m/s. Zwischen 13 UTC und 17 UTC dreht der Wind zurück auf Südost. In den nächsten beiden Stunden ändert die Windrichtung um 180° auf Nordwesten. Dabei vervielfacht sich die Windgeschwindigkeit um den Faktor 2 auf ungefähr 3m/s. An diesem Tag dauert die Joranphase von 19 UTC bis 21 UTC. Sie ist in der (Abbildung 6.9) klar zu erkennen. Um 22 UTC dreht der Wind von Nordwest auf Nordost. Gleichzeitig reduziert sich die mittlere Windgeschwindigkeit wieder auf ähnliche Werte wie vor der Joranphase. Wird für den entsprechenden Tag der Verlauf der maximalen Böengeschwindigkeit betrachtet (Abbildung 6.10), kann auch in diesem Fall eine Korrelation mit der Windrichtung festgestellt werden. Die maximalen Böengeschwindigkeiten werden auch da zwischen 19 UTC und 21 UTC erreicht und betragen bis zu 8.2 m/s.

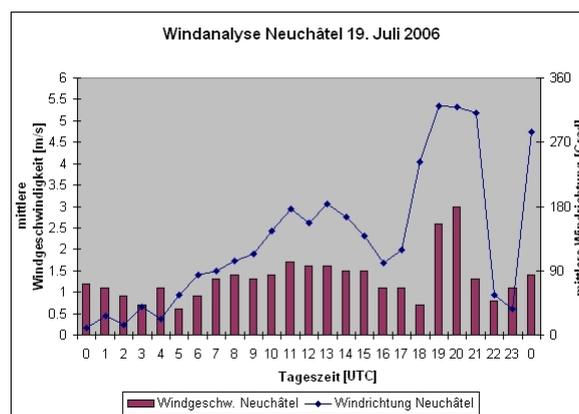


Abb. 6.9: Windverlauf der Station Neuchâtel am 19. Juli 2006. Die Joranphase dauert an diesem Tag von 19 UTC bis 21 UTC.

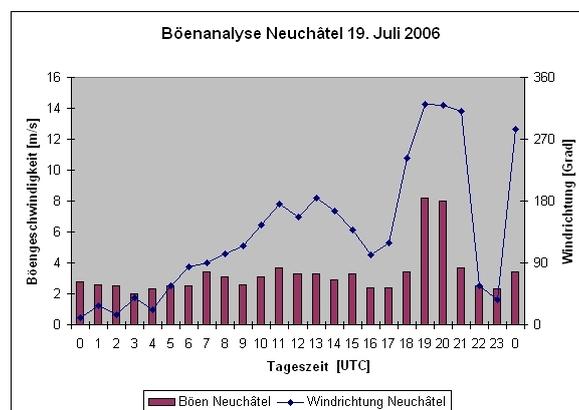


Abb. 6.10: Verlauf der maximalen Böengeschwindigkeit und der Windrichtung der Station Neuchâtel am 19. Juli 2006

6.2.3 Tagesverlauf des Druckunterschiedes zwischen Fahy–Boncourt und Neuchâtel am 19. Juli 2006

Zwischen 00 UTC und 17 UTC ist der Luftdruck in Neuchâtel höher als in Fahy–Boncourt. Jedoch reduziert sich der Unterschied zwischen 05 UTC und 17 UTC kontinuierlich von 1 hPa auf 0.1 hPa. Zwischen 17 UTC und 18 UTC kehrt sich die Situation um. Von 18 UTC bis 21 UTC ist der Luftdruck am Juranordfuss in Fahy–Boncourt höher als in Neuchâtel. Der Joran tritt an diesem Tag genau im soeben genannten Zeitfenster auf. Für 22 UTC liegen leider keine Messdaten vor. Ab 23 UTC ist der Druck dann in Neuchâtel wieder höher als in Fahy–Boncourt. Auch in diesem Fallbeispiel könnte der Joran für den Druckausgleich zwischen 19 UTC und 23 UTC zwischen dem Juranordfuss und dem Jurasüdfuss verantwortlich sein.

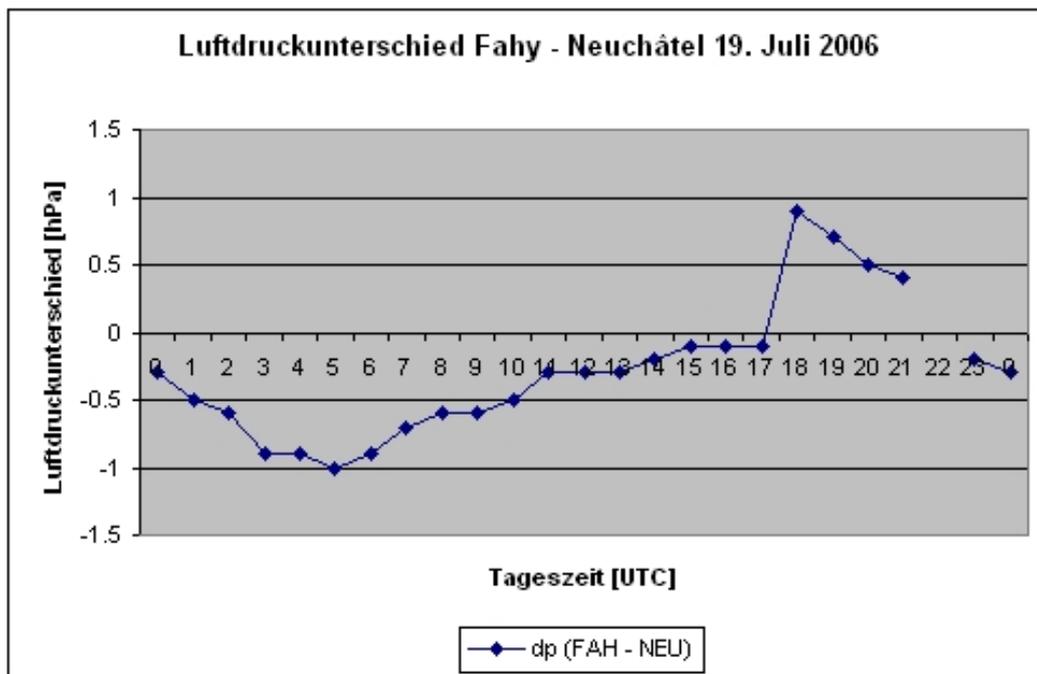


Abb. 6.11: Luftdruckunterschied zwischen Fahy–Boncourt und Neuchâtel am 19. Juli 2006.

7 Ausblick

Da die Anzahl Joran statique Fälle im betrachteten Zeitraum relativ bescheiden ist, wäre es vorteilhaft noch weitere Jahre zu untersuchen, damit statistische Ausreisser weniger stark ins Gewicht fallen. Auch wäre es interessant die an das beobachtete Zeitintervall (Mai – Juli) angrenzenden Monate April und August anzuschauen um zu überprüfen, ob der Joran statique wirklich nur in den Monaten Mai, Juni und Juli auftritt.

Daten von Radiosondierungen entlang des Jurasüdfusses (zum Beispiel in Neuchâtel) respektiv auf der Randkette könnten vielleicht zu weiteren spannenden Erkenntnissen im Bereich der Temperaturinversionen und der Stabilität der Atmosphäre führen. Ebenfalls könnten zusätzliche Messtationen im steilen Abhang respektiv zusätzliche Messstationen genau unterhalb des unmittelbaren Steilhanges neue Erkenntnisse bringen.

Eines der Resultate dieser Arbeit war, dass der Joran statique eng mit dem Druckunterschied zwischen Juranordfuss und Jurasüdfuss verbunden ist. Es wäre spannend herauszufinden wie dieser Druckunterschied zustande kommt.

Danksagung

Zum Schluss meiner Diplomarbeit möchte ich mich bei meinem Betreuer Christoph Siegrist ganz herzlich für die tatkräftige Unterstützung bedanken. Er hatte für meine Anliegen immer ein offenes Ohr. Im Weiteren möchte ich noch allen Mitarbeitern von SF Meteo Danke sagen für die wunderbare Zeit. Es hat mir sehr viel Spass bereitet, in einem «Wetterbüro» meiner Arbeit nachzugehen.

Ein weiterer Dank gilt Professor Huw C.Dawies, der die Leitung meiner Diplomarbeit inne hatte.

Meinen Eltern möchte ich ebenfalls ganz herzlich für die finanzielle Unterstützung danken. Ohne Sie wäre es mir nicht möglich gewesen ein solches Studium zu durchlaufen.

Literaturverzeichnis

- [Berger1941] Berger, P. (1941). *Le Joran*. Vortragsresumé. S. 115–116. Verhandlungen der Schweiz Naturforschende Gesellschaft, Aarau.
- [Bluethgen und Weischet1980] Blüthgen, J. und Weischet, W. (1980) *Allgemeine Klimageographie*. (3. neu bearbeitete Auflage). S. 385–406. Walter de Gruyter Verlag Berlin New York.
- [Boinay1996] Boinay, M. (1996). *Le joran*. Travail personnel pour l’obtention du Brevet d’enseignement secondaire, Geographisches Institut Universität Bern.
- [Bouët1985] Bouët, M. (1985). *Climat et météorologie de la Suisse romande*. S. 76–88. Editions Payot Lausanne.
- [Etling1996] Etling, D. (1996). *Theoretische Meteorologie. Eine Einführung*. S. 107–193. Springer Verlag.
- [Liljequist1984] Liljequist, G.H. und Cihak, K. (1984). *Allgemeine Meteorologie*. (3. Auflage). S. 242–244. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.
- [Ohmura2004] Ohmura, A. (2004) *Mikroklimatologie*. Skript zur gleichnamigen Vorlesung an der ETH Zürich. Wintersemester 2004.
- [Rickli1972] Rickli, R. (1991). *Die Winde im Vallon de St.Imier*. In Jeanneret 1991: Le Jura bernois.
- [Schamp1964] Schwamp, H. (1964). *Die Winde der Erde und ihre Namen*. In Erdkundliches Wissen Wiesbaden. Franz Steiner Verlag GmbH.
- [Schmuki2004] Schmuki, D., Schmutz, Ch. und Rohling, S. (2004). *Aeronautical Climatological Information Grenchen LSZG*. Arbeitsbericht des Bundesamtes für Meteorologie und Klimatologie.
- [Vasquez2002] Vasquez, T. (2002). *Weather Forecasting Handbook*. S. 22, 65–68, 136. Weather Graphics Technologies.
- [vonEynem1980] Von Eynem, P. (1980). *Wetter, Wind und Segeln*. Nymphenburger Verlagshandlung GmbH München.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes	1
2.1	Foehnmodell	4
2.2	Anzahl Stunden mit Nordwestwind in Neuchâtel	5
2.3	Joran statique Verbreitung am Bieler- und Neuenburgersee	7
2.4	Skew Plot mit CAPE	10
5.1	Korrelation zwischen Windgeschwindigkeit in Neuchâtel und Temperaturunter- schied Neuchâtel – Chasseral	19
5.2	Tagesgang der Lufttempeartur an einem typischen Joran statique Tag	20
5.3	Übersichtskarte Berg – Hang – und Talstation	21
5.4	Tagesgang der Globalstrahlung am 8. Juni 2004	22
5.5	Tagesgang der Globalstrahlung und stündliche Sonnenscheindauer am 8. Juni 2004	23
5.6	Druckunterschied Fahy–Boncourt Neuchâtel am 26. Mai 2004	25
5.7	Übersicht der Stabilitätsindizes an Tagen mit Joran statique	27
5.8	Übersicht der Temperaturinversionen an Tagen mit Joran statique	28
6.1	Satellitenbilder vom 18. bis 20. Mai 2004	29
6.2	Grosswetterlage am 19. und 20. Mai 2004 18 UTC	30
6.3	Windverhältnisse am 19. und 20. Mai 2004 18 UTC	31
6.4	Windanalyse Neuchâtel 19. und 20. Mai 2004	32
6.5	Böenanalyse Neuchâtel 19. und 20. Mai 2004	32
6.6	Druckunterschied Fahy–Boncourt Neuchâtel 19. und 20. Mai 2004	33
6.7	Satellitenbilder vom 18. bis 20. Juli 2006	33
6.8	Grosswetterlage am 19. Juli 2006 18 UTC	34
6.9	Windanalyse Neuchâtel 19. Juli 2006	35
6.10	Boenanalyse Neuchâtel 19. Juli 2006	35
6.11	Druckunterschied Fahy–Boncourt Neuchâtel 19. Juli 2006	36
A.1	Radiosondierung von Payerne vom 19. Juli 2006	47
A.2	Berliner Wetterkarte: Wetterlage über Mitteleuropa am 26. Mai 2004 13 MEZ	48

A.3	Berliner Wetterkarte: Höhenkarte für 500 hPa am 26. Mai 2004 01 MEZ	49
A.4	Berliner Wetterkarte: Bodenwetterkarte am 26. Mai 2004 01 MEZ	50

Tabellenverzeichnis

2.1	Übersicht über die verschiedenen Stufen des K-Indexes	8
2.2	Übersicht über die verschiedenen Stufen der CAPE	9
3.1	Verwendete Messstationen	12
5.1	Übersicht Anzahl Tage mit Joran statique an den Messstationen Neuchâtel, Cressier, Grenchen und Method	17

A Anhang

A.1 Radiosondierung von Payerne

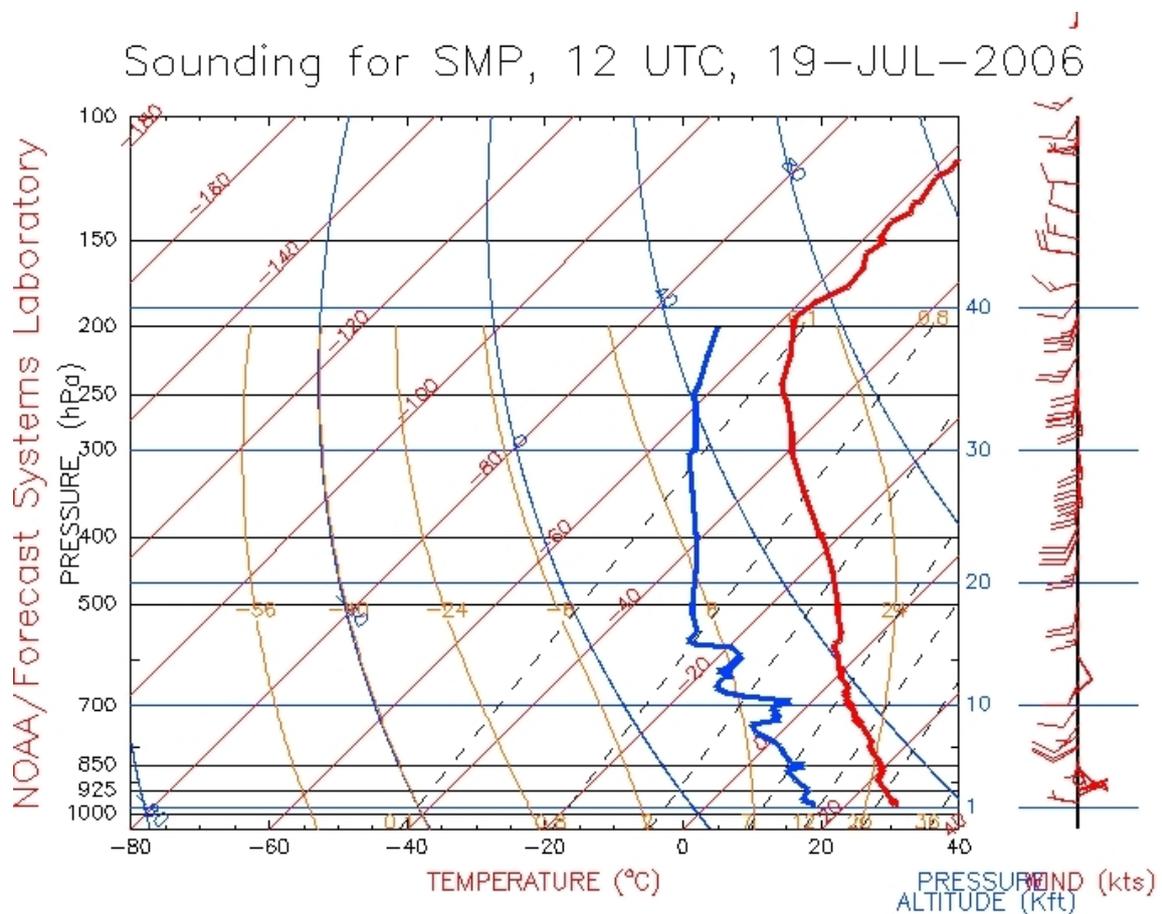


Abb. A.1: Skew-T-Plot von Payerne am 19. Juli 2006 (12 UTC). Vertikale Achse: Druck in hPa, horizontale Achse: Temperatur in °C. Die orangen und blauen gebogenen Linien entsprechen den Feucht- bzw. Trockenadiabaten, die geraden schwarzen, horizontalen Linien sind Isobaren, die schrägen roten sind Isothermen und die schwarz strichlierten Linien, sind Linien mit gleichem Mischungsverhältnis. Quelle: <http://raob.fsl.noaa.gov/intl/skewt/skewt.cgi?file=temp/LSMP-06610-19-JUL-2006-12UTCwmo=6610>, Zugriff: 03.09.2007

A.2 Berliner Wetterkarte

Die nachfolgenden Karten zeigen ein Beispiel einer Berliner Wetterkarte. Diese Karten wurden unter anderem benützt um die grossräumige Wetterlage an Jorantagen zu analysieren.

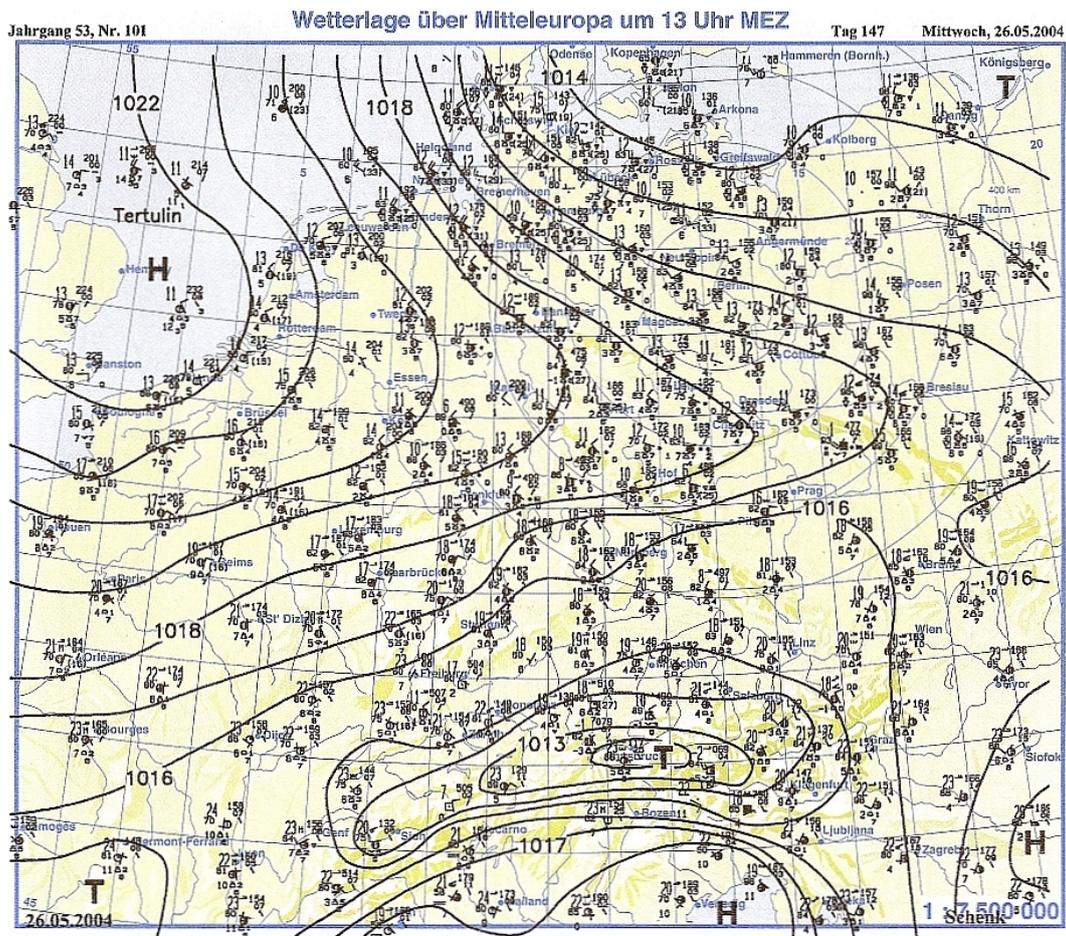


Abb. A.2: Wetterlage über Mitteleuropa am 26. Mai 2004 13 MEZ mit Bodendruck auf Meeresniveau.
Quelle: Berliner Wetterkarten

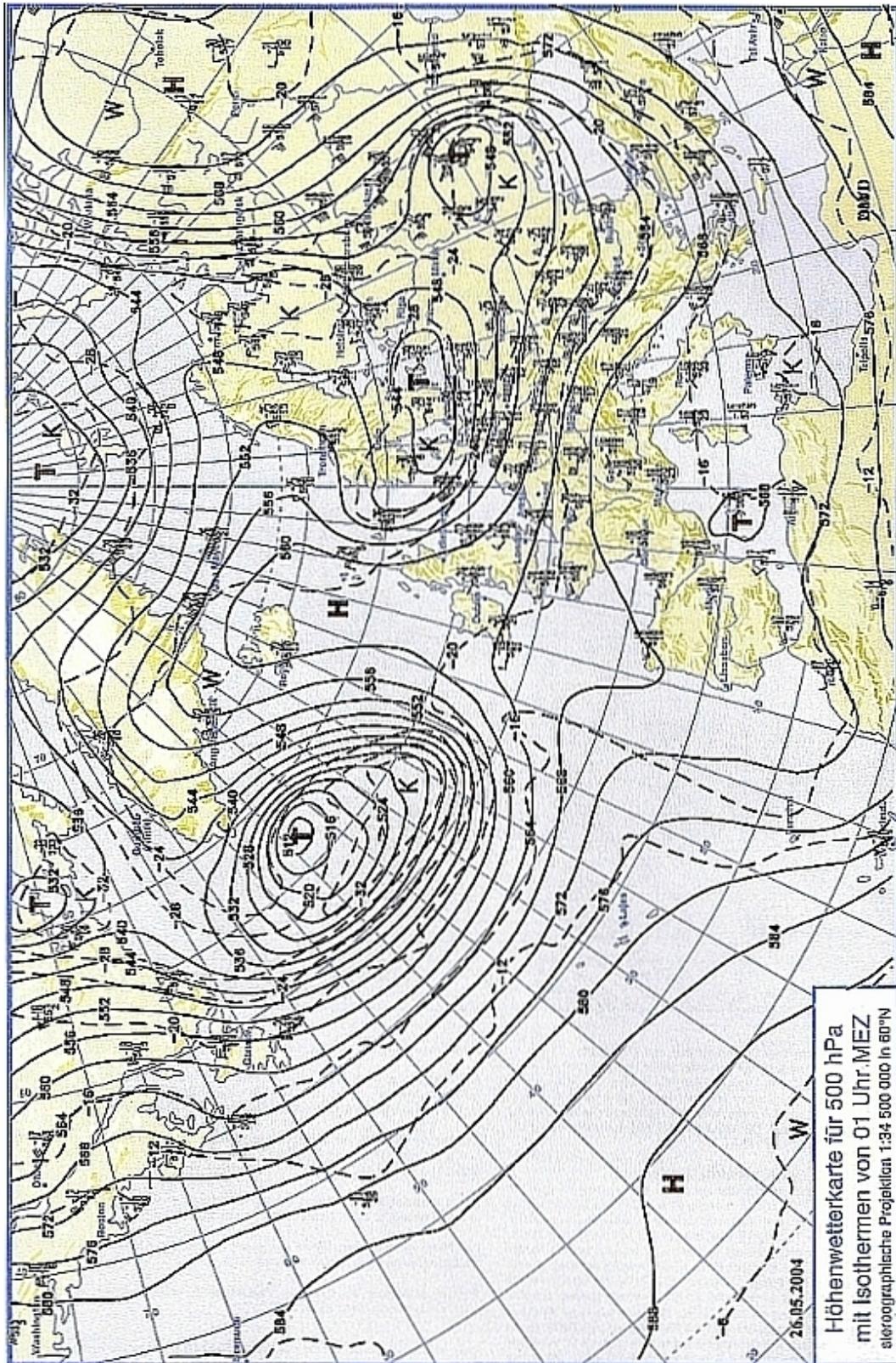


Abb. A.3: Höhenwetterkarte für 500 hPa mit Isotermen vom 26.05.2004 01 MEZ. Die schwarzen ausgezogenen Linien entsprechen dem Geopotential in Metern, die schwarz strichlierten Linien den Isothermen. Quelle: Berliner Wetterkarten

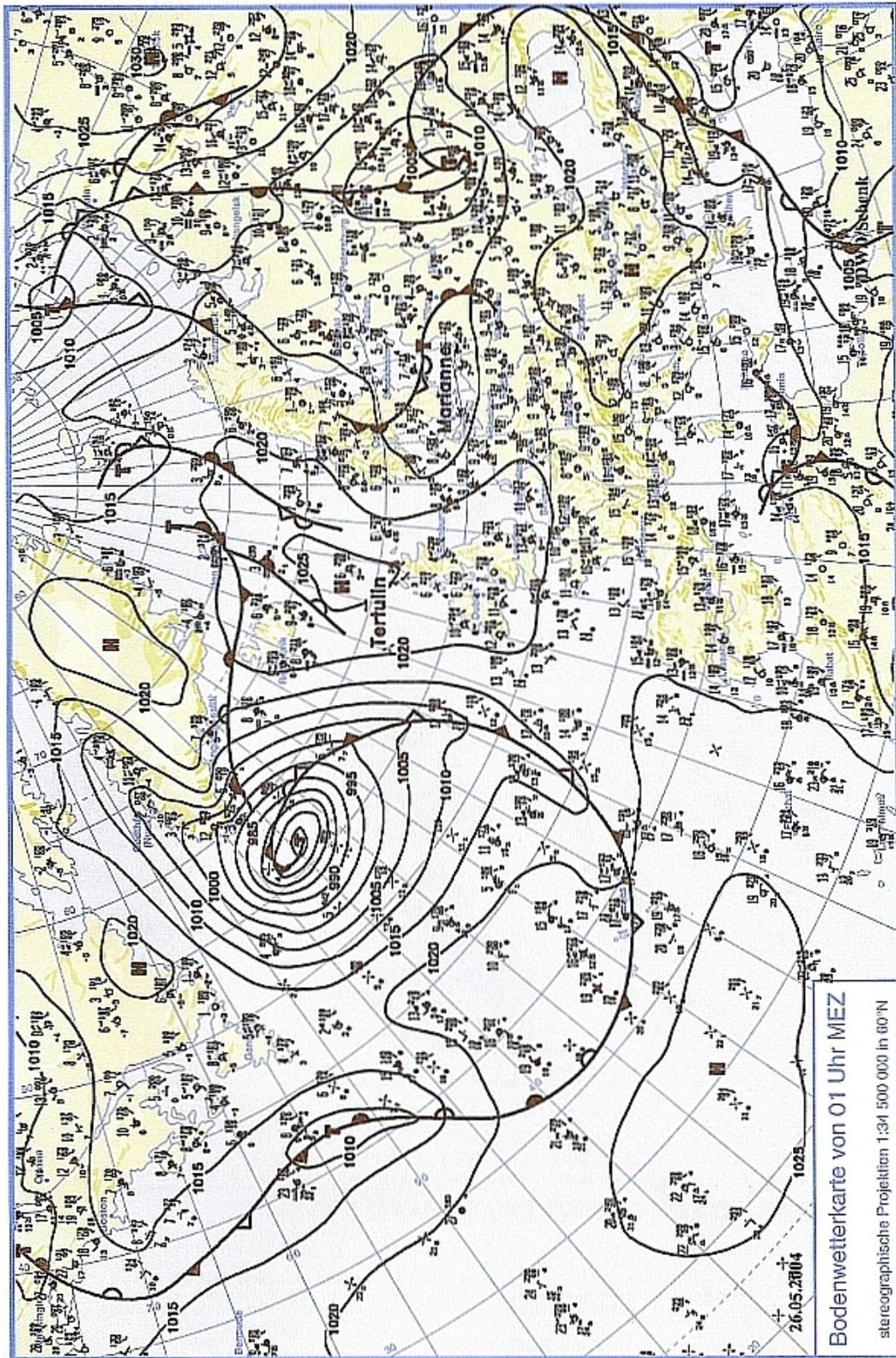


Abb. A. 4: Bodenwetterkarte am 26. Mai 2004 01 MEZ. Die schwarzen ausgezogenen Linien entsprechen dem Bodendruck auf Meeressniveau. Quelle: Berliner Wetterkarten