

4.2. Das Klima der letzten 350 Jahre

In diesem Kapitel wird das Klima der letzten 350 Jahre betrachtet. Aus der Sicht der hemisphärischen oder globalen Temperatur interessiert dabei die „Kleine Eiszeit“, eine kühle Periode mit mehreren Gletschervorstössen, und die Frage, inwiefern es sich hier um ein globales oder regionales Phänomen handelt (Kapitel 4.2.2). Auch regionale Klimaschwankungen in Europa und im pazifischen Raum sollen betrachtet werden (Kapitel 4.2.3). Spezielle Forcingfaktoren wie die Sonnenaktivität oder der Vulkanismus sind für die letzten 350 Jahre besser quantifizierbar als für die letzten 1000 Jahre. Hier sind insbesondere die Minima der Sonnenaktivität (Maunder Minimum, Dalton Minimum, Kapitel 4.2.4) und einige starke Vulkanausbrüche (Laki 1783, Tambora 1816, Kapitel 4.2.5) von Interesse. In Kapitel 4.2.6 wird die letzte Phase der kleinen Eiszeit in den Alpen (die Gletscherhöchststände um 1850) diskutiert.

4.2.1. Methoden

Ähnliches wie für die Untersuchung des Klimas der letzten 1000 Jahre (vgl. Kapitel 4.1.1) gilt auch für die letzten 350 Jahre. Es kommen vor allem indirekte Methoden wie Rekonstruktionen sowie Simulationen mit Klimamodellen zum Einsatz. Für grosse Teile der Erdoberfläche stellen natürliche Archive (Baumringe, Korallen, Sedimente oder Eisbohrkerne) die einzige Informationsquelle dar. Die Dichte der historischen Quellen, wiederum vor allem aus Europa und China, aber auch Amerika ist allerdings jetzt grösser.

Der grösste Unterschied im Vergleich zum Studium der Klimavariabilität der letzten 1000 Jahre betrifft Europa. Mit dem Zeitalter der Aufklärung ab dem 17. Jahrhundert und dem Aufschwung der Wissenschaft wurden auf physikalischen Prinzipien beruhende Instrumente entwickelt und Wetter und Klima systematisch untersucht. Europa gibt es für die letzten 350 Jahre erste Messreihen (Temperatur, Druck, Niederschlag, vgl. Fig. 74). Diese Periode wird deshalb auch oft „frühinstrumentelle Periode“ genannt. Die Messungen liegen in hoher zeitlicher Auflösung vor, allerdings ist die räumliche Abdeckung sehr gering; für die Zeit um 1700 in Europa sind momentan etwa ein Dutzend Stationen aufbereitet (etwa drei davon liefern Luftdruckdaten, ca. acht Temperatur). Die Homogenisierung dieser alten Reihen gestaltet sich als äusserst schwierig. Trotzdem erlauben diese frühen Messdaten eine viel detailliertere Sichtweise der Klimaschwankungen in Europa als grob aufgelöste Proxydaten oder nicht quantifizierbare historische Berichte. Genauso wie aus Proxydaten können auch aus den instrumentellen Daten Reihen oder Felder rekonstruiert werden. Für die Zeit ab etwa 1650 sind deshalb für begrenzte Regionen zeitlich (monatliche) und räumlich besser aufgelöste Rekonstruktionen möglich. Auch rekonstruierte Indizes wie der NAOI sind für diese Periode zuverlässiger als für die Zeit vorher. Für andere Regionen als Europa ist man aber immer noch, und bis ins 19. Jahrhundert, auf Proxydaten angewiesen.

January.		Thermoscope.	Baroscope.	1665.
Day.	Hour.	inches.	inches.	
19.	8. Morn.	14 $\frac{1}{16}$.	29 $\frac{1}{2}$.	Hard frost. Close.
	4. Even.	14 $\frac{1}{8}$.	29 $\frac{1}{4}$.	Hard frost. Cloudy.
	9. Even.	14 $\frac{1}{4}$.	29 $\frac{1}{4}$.	Rain. Wind
20.	8. Morn.	15 $\frac{1}{4}$.	28 $\frac{1}{4}$.	Sunshine. Wind.

Fig. 74: Temperatur und Druckmessungen in Oxford am 19. und 20. Januar 1665 (nach Gregorianischem Kalender 29. und 30. Januar 1666) (John Wallis, in *Philosophical Transactions*, Vol. 1 (1665), p. 167).

Neben den Rekonstruktionen stellen Klimamodellsimulationen ein wichtiges Werkzeug zur Untersuchung des Klimas der letzten 350 Jahre dar. Angetrieben werden die Simulationen wie in Kapitel 4.1.1. beschrieben mit geschätzten externen Forcings: Vulkanismus, Sonnenvariabilität, Treibhausgase. Auch hier gilt, dass direkte Vergleiche mit Rekonstruktionen nur auf der niederfrequenten Skala möglich sind. Allerdings sind die Forcings für die letzten 350 Jahre besser quantifizierbar: Sonnenflecken wurden regelmässig beobachtet, und die Zunahme von wissenschaftlichen Reisen, Korrespondenz, und Publikationstätigkeit erleichtert die Quantifizierung von Vulkanausbrüchen.

4.2.2. Der Temperaturverlauf der Nord- und Südhemisphäre

Figur 75 zeigt Rekonstruktionen der Temperatur der Nord- und Südhemisphäre seit 1600. Der Verlauf der Kurven ist im niederfrequenten Bereich ähnlich; beide zeigen tiefere Temperaturen vor 1920, speziell vor und um 1700 und im späten 19. und frühen 20. Jahrhundert (aber nicht in der Zeit 1800-1870). Es gibt zwar noch beträchtliche Unsicherheiten bei den Rekonstruktionen, aber auch die Modelle zeigen kühlere Perioden in der globalen Temperatur. In Europa wird die Periode von ungefähr 1300 bis 1860 aufgrund der starken Gletschervorstösse „Kleine Eiszeit“ genannt (vgl. Kapitel 4.1.). Der Begriff mag ungeschickt sein, doch eine Abkühlung scheint im globalen Massstab stattgefunden zu haben.

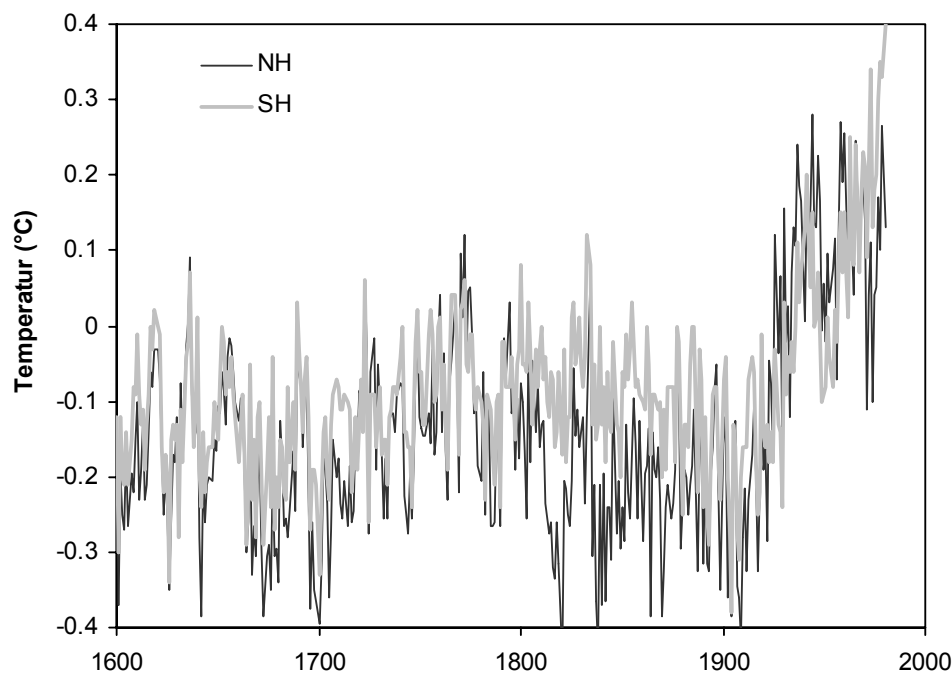


Fig. 75: Temperaturverlauf der Nord- und Südhemisphäre aus Multiproxy-Rekonstruktionen (Mann et al. 1998).

In Europa werden oft verschiedene Phasen der Kleinen Eiszeit unterschieden (Tabelle 2):

Tabelle 2: Verschiedene Phasen der Kleinen Eiszeit in Europa (aus Wanner et al. 2000)

1300-1500	kalt, Gletschervorstoss	LIATE3
1500-1560	mildere Periode	
1560-1670	kalt, Gletschervorstoss	LIATE2
1670-1720	kalte Periode	LMM
1720-1800	mildere Periode	
1800-1860	kalt, Gletschervorstoss	LIATE1



Fig. 76: Winterlandschaft mit Schlittschuhläufern bei Sonnenuntergang (Aert van der Neer, um 1655/60).

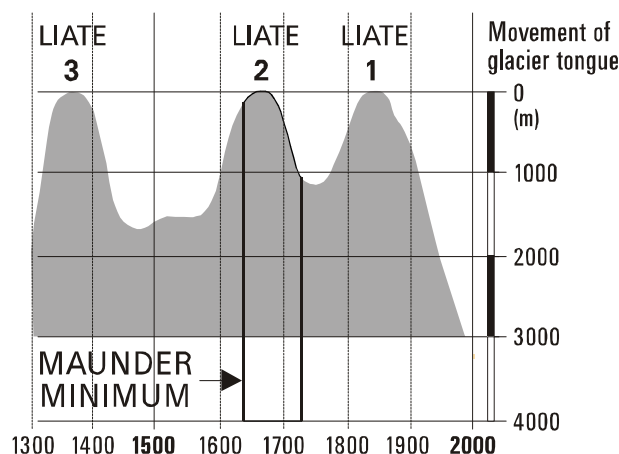


Fig. 77: Zungenlänge des Aletschgletschers (aus Wanner et al. 2000).

Die Periode 1300 bis 1500 wird als „Little Ice Age Type Event 3“ (LIATE3) bezeichnet und markiert einen ersten grossen Gletschervorstoss. Dies wird aus Fig. 77 ersichtlich, wo Änderungen der Zungenlänge des Aletschgletschers dargestellt sind. Das LIATE2, der Vorstoss der am Ende des 16. Jahrhundert begann, wurde bereits im letzten Kapitel angesprochen. In diesem Kapitel interessiert uns die späte Phase dieses Gletschervorstosses, welche in das sogenannte Maunder Minimum (1645-1715, Late Maunder Minimum oder LMM 1685-1715) fällt. Eine Abbildung aus dieser Zeit - Schlittschuhläufer in Holland – ist in Abbildung 76 gezeigt. Das LMM wird in Kapitel 4.2.4. noch näher betrachtet. Der letzte Vorstoss Mitte des 19. Jahrhunderts (LIATE1) wird in den Kapiteln 4.2.4. und 4.2.6. diskutiert. Zwischen den Vorstössen gab es auch immer wieder mildere Phasen.

Diese Gliederung wurde für Europa entwickelt und bezieht sich auf Gletschervorstösse. Diese sind nicht nur von der Temperatur abhängig, und der jahreszeitliche Verlauf spielt eine grosse Rolle. Gletschervorstösse lassen sich daher nicht exakt mit Kälte gleichsetzen. Andere Regionen zeigen auch kältere und wärmere Phasen während dieser Zeit, die nicht immer und vor allem nicht exakt mit den entsprechenden europäischen Perioden übereinstimmen. Die kalten Perioden im 17. und 19. Jahrhundert zeigen sich aber in vielen Reihen und scheinen ein grossräumiges oder sogar globales Phänomen gewesen zu sein.

Als externer Antrieb der niederfrequenten grossräumigen Temperaturschwankungen kommen bis ins 19. Jahrhundert vor allem die Sonnenaktivität und der Vulkanismus in Frage. Diese lassen sich (im Gegensatz zu möglichen internen Faktoren wie der Ozeanzirkulation oder Dynamik der Kryosphäre) im Modell abbilden. Kapitel 4.2.4. und 4.2.5 gehen näher darauf ein.

4.2.3. Regionale Klimaschwankungen: NAO und ENSO

Für die letzten 350 Jahre steht auch bessere Information über regionale Klimamuster zur Verfügung, insbesondere die Nordatlantische Oszillation und El Niño. Figur 78 zeigt rekonstruierte Indexwerte der beiden Reihen, welche sich auf verschiedene Proxies stützen (vor allem Baumringe, Korallen, Eisbohrkerne und historische Dokumente beim NINO3, instrumentelle und dokumentarische Daten beim NAO). Bezüglich des pazifischen Raums lässt sich festhalten, dass es auch während der Kleinen Eiszeit El Niño Ereignisse gab – sie sind auch historisch dokumentiert. Das ist nicht unbedingt selbstverständlich. Interessant sind auch die dekadischen Schwankungen im NINO3-Index, welche auch im 20. Jahrhundert beobachtet wurden und Gegenstand aktueller Diskussionen sind.

Der NAO-Index zeigt tiefe Werte bis um 1700 (LIA TE2) und dann wieder zwischen 1750 und 1830. Auch hier fällt aber vor allem die starke interdekadale Variabilität im 20. Jahrhundert auf, allerdings gab es bereits im 17. und 18. Jahrhundert starke dekadale Schwankungen.

Ein besonderes Problem, das es zu beachten gilt, ist die Nichtstationarität. Der NAO-Index misst die Differenz zwischen Azorenhoch und Islandtief, aber die zur Rekonstruktion verwendeten Reihen stammen vor allem aus anderen Regionen. Man rekonstruiert den NAO also via seine klimatischen Auswirkungen. Es ist möglich (und zum Teil dokumentiert), dass diese Auswirkungen nicht-stationär sind. Dies gilt auch für NINO3: Der Index misst die Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im zentralen tropischen Pazifik, wird aber rekonstruiert mit globalen Reihen. Es wäre also ein Zirkelschluss, diese Rekonstruktionen zu vergleichen mit globalen Klimarekonstruktionen um die Auswirkungen von El Niño zu studieren.

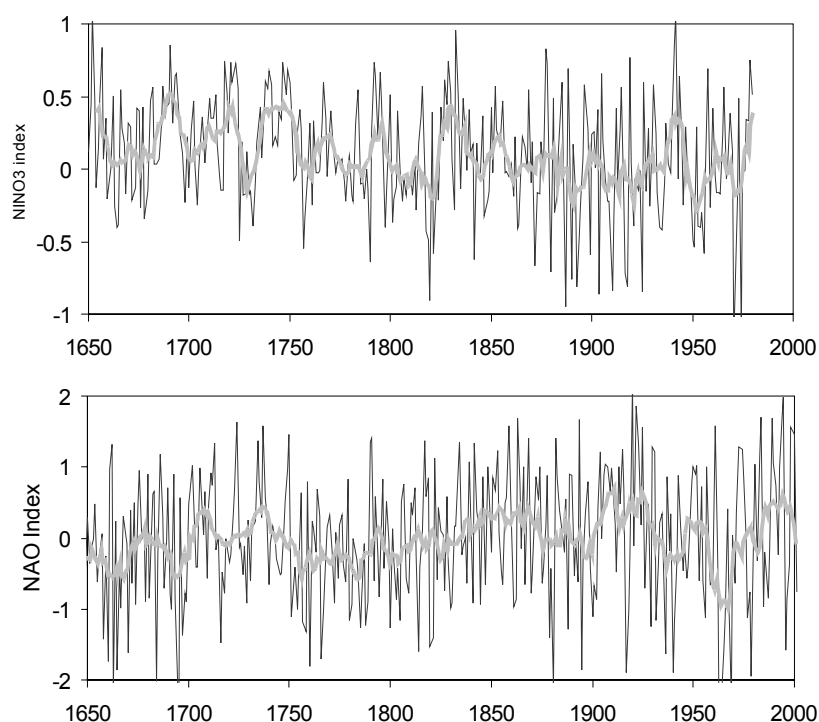


Fig. 78: Rekonstruktion des El Niño-Index NINO 3 (Mann et al, 2000, oben) und des Nordatlantischen Oszillationsindex im Winter (NAOI, Luterbacher et al., 2002, unten).

4.2.4. Solares Forcing: Maunder Minimum und Dalton Minimum

Die Sonnenfleckenzahl schwankte in den letzten 350 Jahren sehr stark. Neben dem 11-jährigen Zyklus wurden auch niederfrequente Schwankungen beobachtet (vgl. Fig. 79). Die Sonnenfleckenzahl war vor 1900 generell geringer als heute, zwei Perioden sind dabei aber besonders interessant: das Maunder Minimum und das Dalton Minimum. Von 1645 bis 1715 (Maunder Minimum) wurden so gut wie keine Sonnenflecken beobachtet, und zwischen 1790 und 1820 war die Sonnenfleckenzahl ebenfalls sehr gering (Dalton Minimum). Diese beiden Perioden stimmen grob mit den oben genannten Abkühlungsperioden auf der Nordhemisphäre überein.

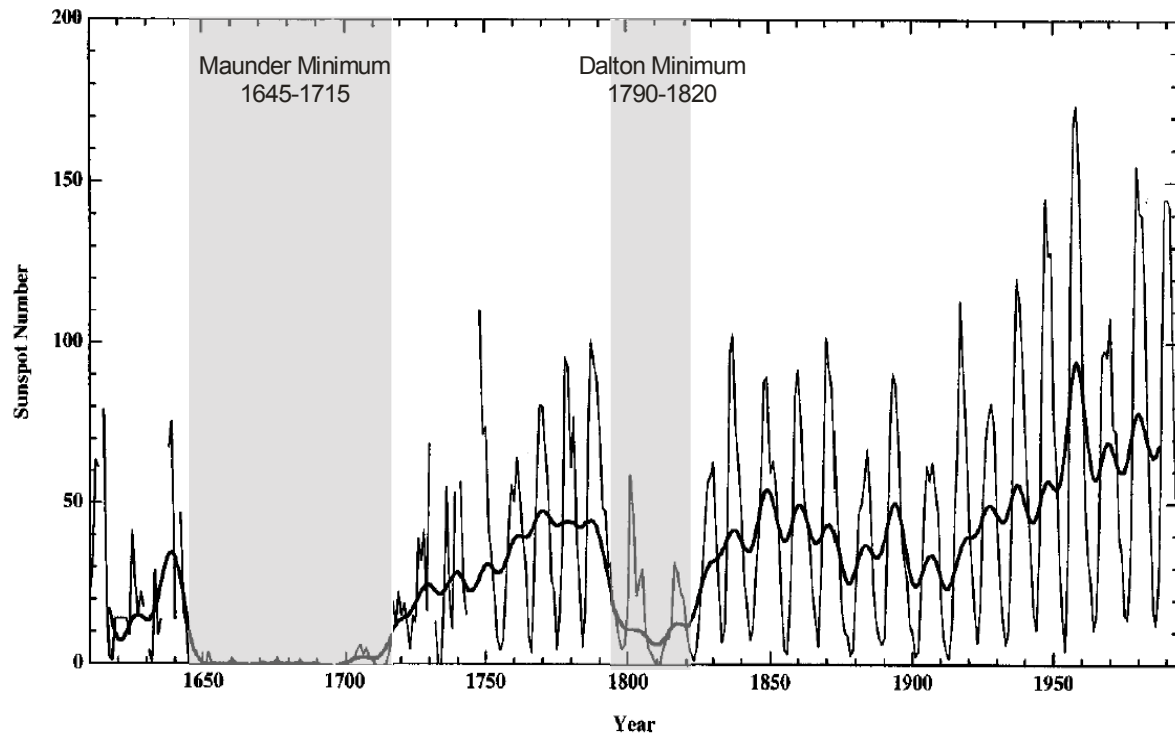


Fig. 79: Jahresmittel der Sonnenfleckenzahl und gefilterte Reihe als Proxy für die magnetische Aktivität der Sonne (Reid 1997).

Mit Hilfe von Klimamodellsimulationen wurde versucht, der Einfluss der veränderten Sonnenaktivität auf das Klima der letzten 350 Jahre zu untersuchen. Dazu wurden Schwankungen der Sonnenaktivität sowie Vulkanausbrüche und (in manchen Simulationen) Treibhausgase berücksichtigt. Die Quantifizierung des solaren Forcings (im Bereich von 0.2-0.4% der Solar-konstanten) ist allerdings mit grossen Unsicherheiten behaftet. Figur 80 zeigt gefilterte Reihen der Abweichungen der globalen Mitteltemperatur aus zwei Simulationen mit zwei verschiedenen Modellen. Beide zeigen einen relativ starken Rückgang der globalen Temperatur sowohl im Maunder Minimum als auch im Dalton Minimum, im Bereich von 0.3-0.5 °C. Die beiden globalen Temperaturrückgänge stimmen allerdings nur teilweise mit Rekonstruktionen überein; sie liegen eher an der unteren Grenze der Rekonstruktionen, und auch die zeitliche Übereinstimmung ist nur teilweise gegeben. Hier gibt es noch verschiedene offene Fragen.

Besonders interessant für die Analyse der Prozesse ist das Late Maunder Minimum (LMM), um 1675-1715. Das globale Temperatursignal ist in diesem Zeitraum sehr gross, besonders aber regional in Europa, war diese Periode von einer markanten Abkühlung geprägt. Das LMM gilt als Maximum der Kleinen Eiszeit. Aus dieser Zeit liegen bereits verschiedene Messreihen vor, welche eine detailliertere Sicht erlauben.

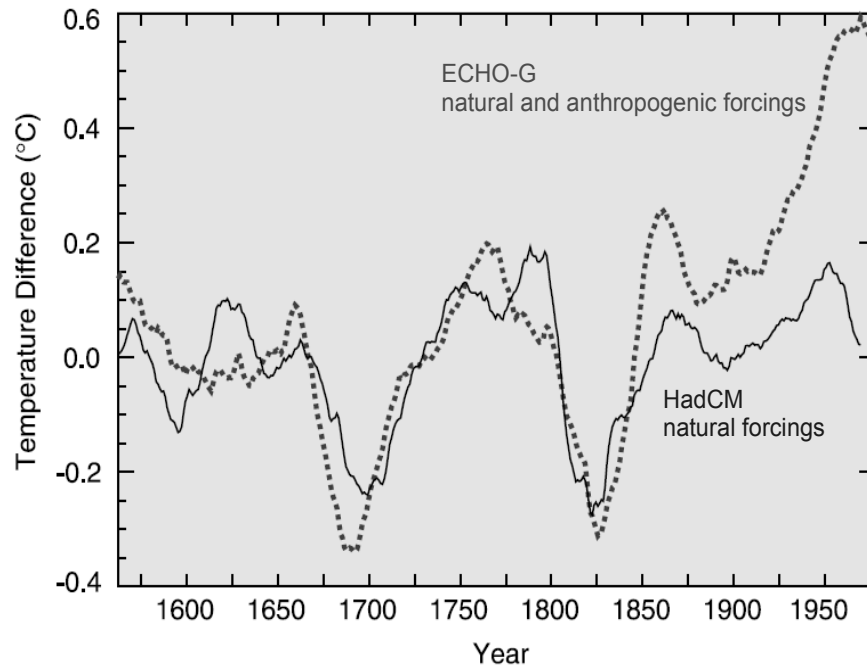


Fig. 80: Geglättete globale Mitteltemperatur aus Simulationen mit zwei Modellen, angetrieben mit natürlichem Forcing (ECHO-G, gestrichelt) und natürlichem und anthropogenem Forcing (HadCM, ausgezogene Linie) (Widmann und Tett 2003).

Die regional starke Abkühlung in Europa war verbunden mit einer negativen Phase der Nordatlantischen Oszillation, gefolgt von einem starken Anstieg des NAO Index bis um 1720. Es stellt sich daher die Frage, ob das solare Forcing zu einer Veränderung im Nordatlantischen System beigetragen hat. Dabei könnte das stratosphärische Ozon eine Rolle gespielt haben (vgl. Kapitel 3.6). In Modellsimulationen mit Berücksichtigung des Einflusses auf die Ozon-schicht fanden Shindell et al. (2001) für das LMM realistische Temperaturabweichungen über dem Nordatlantik und eine negative Phase der NAO. Neuere Arbeiten bestätigen eine Wirkung der Sonnenaktivität im LMM via stratosphärisches Ozon, gehen aber davon aus, dass der Effekt auf die Temperatur am Boden klein war. Andere Simulationen vermuten eine Veränderung der Stärke des Golfstroms welche ein Feedback im Atlantik auslösen könnte. Auch hier sind noch viele offene Fragen.

Interessant ist, dass die Wintertemperaturen in Europa von ca. 1685 bis 1735, d.h. vom Höhepunkt des LMM bis in die Warmphase des 18. Jahrhunderts, sehr stark anstiegen, der Trend war ähnlich stark wie im 20. Jahrhundert.

4.2.5. Vulkanismus: Laki 1783 und Tambora 1815

Neben dem solaren Forcing gilt es auch den Vulkanismus zu beachten. Das vulkanische Forcing der globalen Mitteltemperatur könnte ebenfalls zur Abkühlungsphase in der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts beigetragen haben; es gab damals gehäuft Vulkanausbrüche, dagegen deutlich weniger zwischen etwa 1700 und 1780. In der Folge sollen zwei starke Vulkanausbrüche diskutiert werden, welche das Klima beeinflussten: der Ausbruch des Laki auf Island 1783 und Tambora in Indonesien 1815.

Der klimatische Effekt von Vulkanausbrüchen (vgl. Kapitel 3.5.) ist am grössten für explosive (hochreichende) Eruptionen nahe des Äquators. Der Ausbruch des Laki 1783/84 ist diesbezüglich eine Ausnahme: Es war lang andauernde eine effusive Eruption entlang einer 25 km langen Spalte (oder Kraterreihe). Geschätzte 15 km^3 Lava ergossen sich innerhalb von acht Monaten auf eine Fläche von 600 km^2 . Grosse Mengen an Schwefeldioxid wurden emittiert

(122 Tg). Das Ereignis hatte grosse Auswirkungen auf Island. Giftige Gase töteten das Vieh, und ein Fünftel der Bevölkerung Islands verhungerte. Möglicherweise hatte der Ausbruch auch Auswirkungen auf das Klima – der Winter 1783/84 war in Europa extrem kalt. Zwar wird allgemein davon ausgegangen, dass kaum bedeutende Gasmengen die Stratosphäre erreichten. Allerdings können auch Sulfataerosole auch in der Troposphäre zu einer Abkühlung des Klimas führen. Diese ist wegen der kurzen Lebensdauer der troposphärischen Aerosole regional beschränkt. Die Eruption dauerte aber acht Monate, so dass trotzdem ein erheblicher klimatischer Effekt möglich ist. Die vulkanischen Wolken („strange fogs“) wurden auch über Kontinentaleuropa beobachtet und von zeitgenössischen Autoren beschrieben.

Figur 81 zeigt den geschätzten Strahlungsantrieb im Juli 1783 für zwei Szenarien. Zwar hängt der absolute Wert ab von der Annahme, in welcher Höhe die Schwefelgase emittiert werden (untere oder obere Troposphäre), aber die Auswirkungen sind in beiden Fällen auf die hohen Breiten beschränkt. In Modellsimulationen findet sich tatsächlich eine signifikante Abkühlung als Folge des Vulkanausbruchs, sogar auf der hemisphärischen Skala.

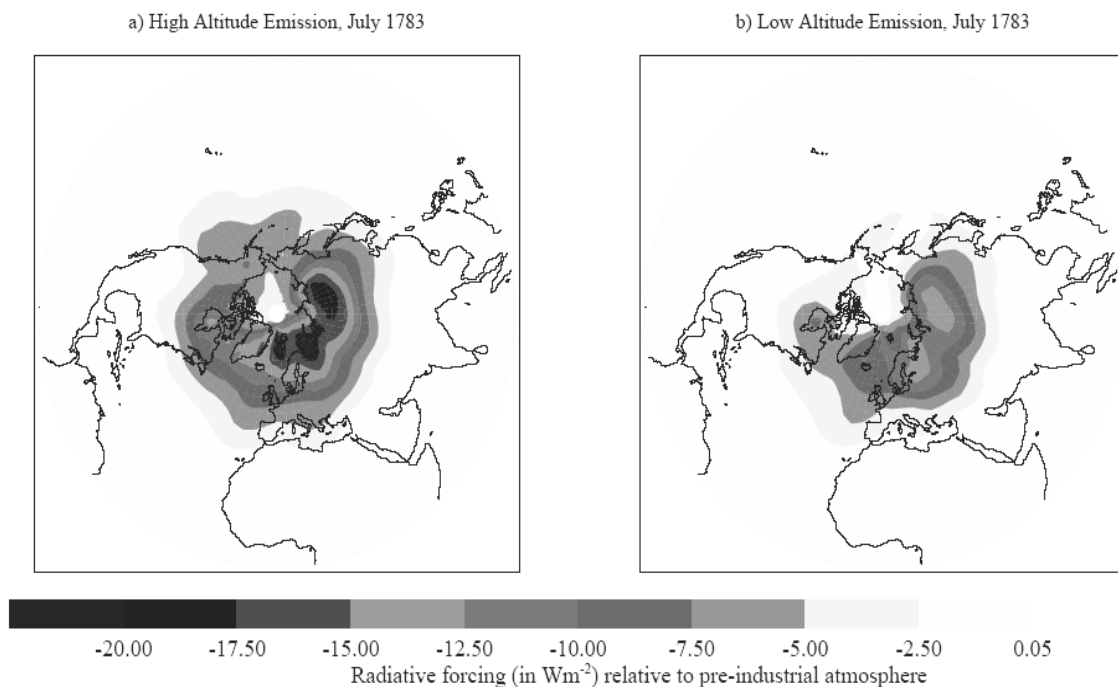


Fig. 81: Strahlungsantrieb im Juli 1783 als Folge der Laki-Eruption für zwei Szenarien (Highwood und Stevenson 1783).

Einer der stärksten Vulkanausbrüche des letzten Jahrtausends war der Ausbruch des Tambora in Indonesien 1815. Das folgende Jahr ging als „Jahr ohne Sommer“ in die Geschichte ein – sowohl in Europa als auch in Nordamerika war es kalt, schneite bis in den Sommer. In der Schweiz führte dies zur letzten grossen Hungersnot. Es wird wissenschaftlich kaum bestritten, dass die starke Abkühlung 1816 eine Folge dieses Vulkanausbruchs war (sie fällt ausserdem auch in die Zeit des Dalton Minimums). Allerdings unterscheiden sich die Auswirkungen räumlich von denjenigen des Pinatubo Ausbruchs, so dass die genaue Untersuchung dieses Ausbruchs aus wissenschaftlicher Sicht sehr interessant ist. So erwartet man eigentlich in Europa eine Erwärmung im Winter durch eine Veränderung des Polarwirbels (positiver NAO Index). Tatsächlich zeigen Rekonstruktionen des NAO Index positive Werte vor allem im Winter 1816/17 und in geringerem Ausmass im Winter 1815/16. Die Temperaturrekonstruktionen und zahlreiche Messungen und Beobachtungen lassen jedoch auf sehr kalte Tempera-

turen auch im Winter schliessen (interessant ist auch, dass auf den Tambora-Ausbruch ein El Niño-Ereignis folgte).

Figur 82 zeigt simulierte Temperatur- und Druckanomalien im Winter nach der Tambora-Eruption. Das Modell reproduziert nicht nur die kalten Sommer (nicht gezeigt), sondern auch die kühlen Winter. Dabei zeigt sich klar eine stark positive Phase der Arktischen oder Nordatlantischen Oszillation; beides entspricht ungefähr den Beobachtungen. Der Grund für die Abkühlung im Winter trotz positivem AO ist, im Modell, die Dominanz des direkten Strahlungsantriebs.

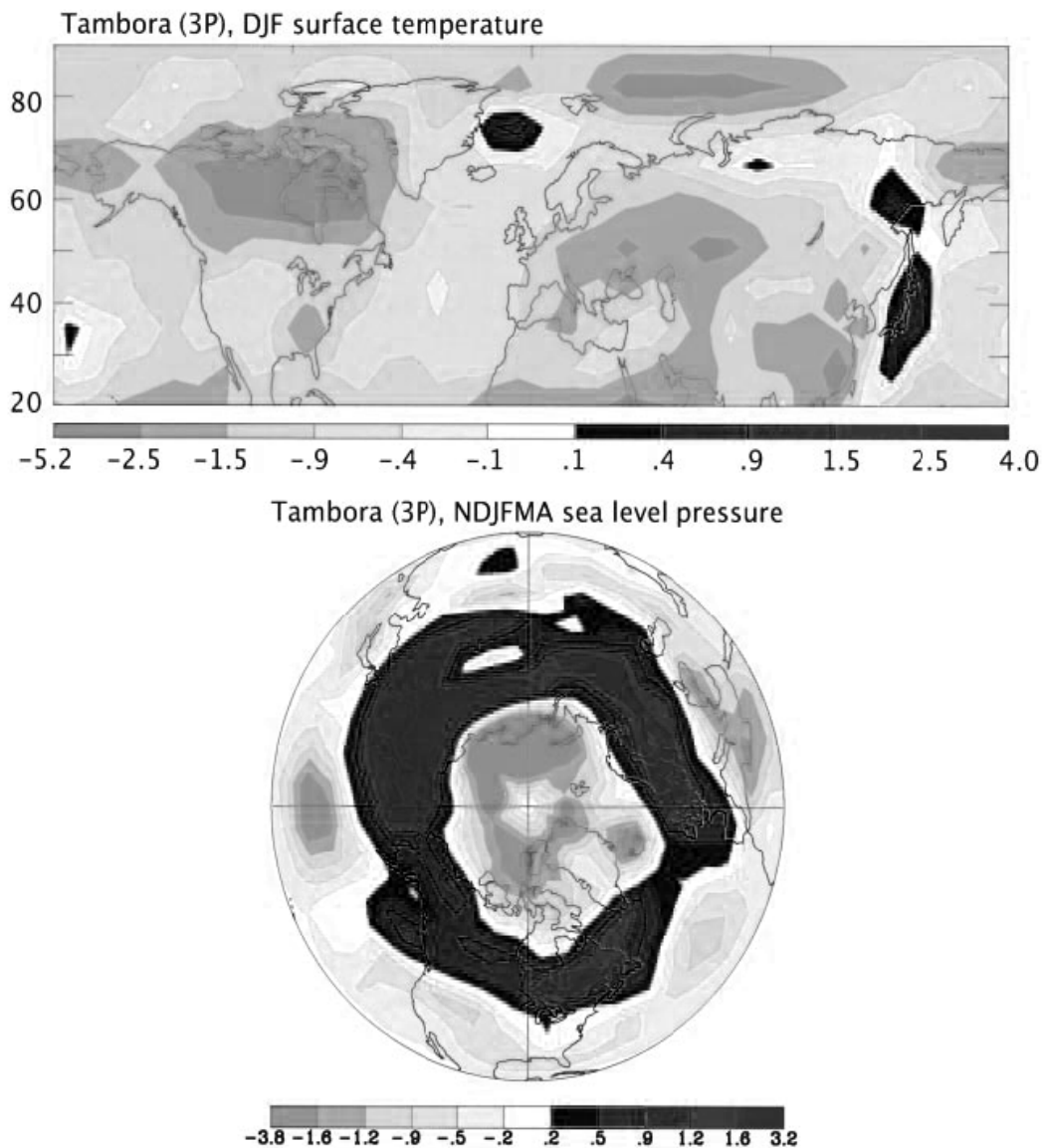


Fig. 82. Simulierte Temperatur- (oben) und Druckanomalien (unten) im Winter nach der Tambora-Eruption (Mittelwert aus 10 simulierten Eruptionen) (aus Shindell et al. 2003).

4.2.6. Letzte Phase der Kleinen Eiszeit: Der Gletscherhochstand um 1850

Der letzte grosse Gletschervorstoss, das LIATE1, erreichte um 1850 die maximale Ausprägung. Dieser Gletscherstand ist bereits durch zahlreiche Fotografien dokumentiert, auch gibt es aus dieser Zeit bereits Stationen in den Alpen. Figur 83 zeigt den Argentièrè Gletscher bei Chamonix um 1850.

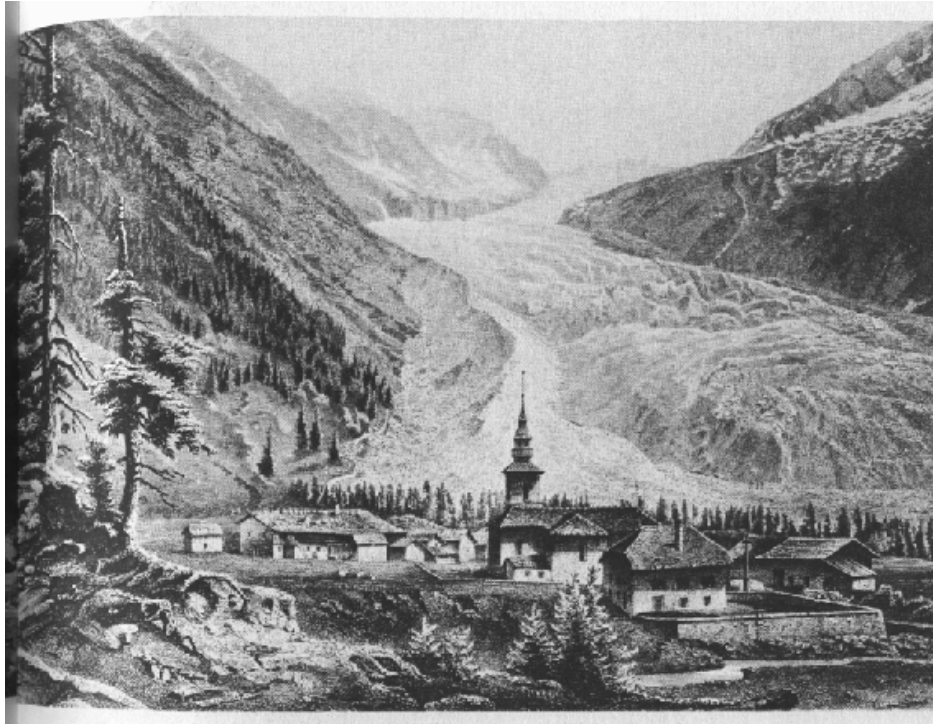


Fig. 83: Argentière-Gletscher bei Chamonix um 1850.

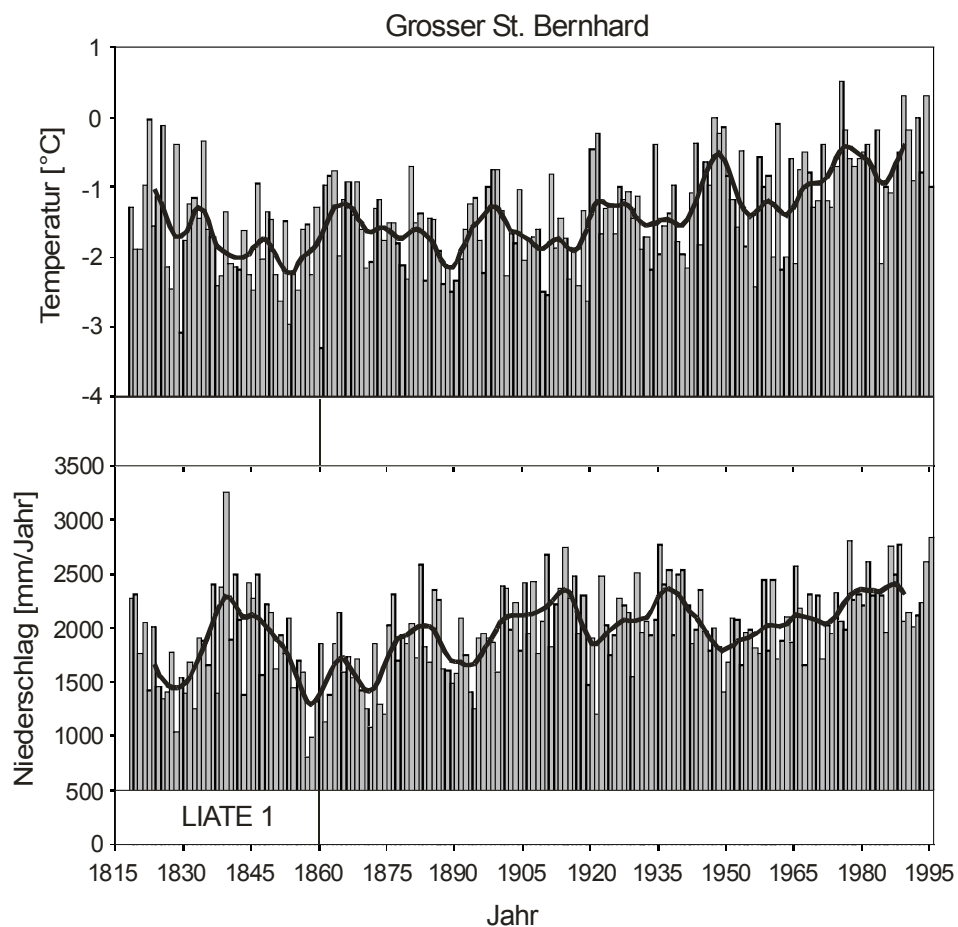


Fig. 84: Jahresmittelwerte von Temperatur und Niederschlag am Grossen St. Bernhard. Die schwarze Kurve ist wurde mit einem 11-jährigen Gauss'schen Tiefpassfilter gewonnen (aus Wanner et al. 2000).

Figur 84 zeigt Temperatur und Niederschlagsmessungen vom Grossen St. Bernhard. Die minimalen Temperaturen wurden zwischen 1830 und 1860 erreicht, seither zeigt sich eine starke

Zunahme. Der Niederschlag (unten) zeigt um dieselbe Zeit ein Maximum. Für das Gletscherwachstum war die Zeit 1830-1860 günstig. Was allerdings die Ursache für diese letzte Kaltphase war, ist bis heute nicht klar. Sonnenaktivität (Dalton Minimum) und vulkanisches Forcing (Tambora) erklären beide eine Abkühlung in den ersten beiden Dekaden des 19. Jahrhunderts. Die anhaltende kühle Phase, die vor allem auch in den USA sehr ausgeprägt war und bis ins 20. Jahrhundert andauerte, kann mit den bekannten Forcings nur teilweise erklärt werden. Verschiedene Modelle, welche die Abkühlung der „Kleinen Eiszeit“ im 17. Jahrhundert überschätzten, liegen im 19. Jahrhundert tendenziell eher zu hoch. Vermutlich spielt interne Dynamik im Klimasystem hier eine wichtige Rolle.