

Zeitschrift:	Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Annuaire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative
Herausgeber:	Schweizerische Naturforschende Gesellschaft
Band:	163 (1983)
Teilband:	Wissenschaftlicher Teil : das Klima, seine Veraenderungen und Stoerungen = Partie scientifique : le climat, ses modifications et perturbations

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 01.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Die 1815 gegründete Schweizerische Naturforschende Gesellschaft ist die älteste wissenschaftliche Dachgesellschaft der Schweiz. Ihr Ziel ist die Förderung und Entwicklung der exakten und Naturwissenschaften und deren Vertretung in der Öffentlichkeit. Den intensiven Gedankenaustausch zwischen Wissenschaftlern verschiedener Fachrichtungen fördert die SNG, indem sie Symposien durchführt oder unterstützt und publiziert. Das Jahrbuch, wissenschaftlicher Teil, ist die Fortsetzung der seit 1819 erschienenen Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

Fondée en 1815, la Société helvétique des sciences naturelles est la plus ancienne organisation faîtière scientifique du pays. Elle a pour but l'encouragement et le développement des sciences exactes et naturelles, leur compréhension auprès du public et l'intensification des échanges entre scientifiques de diverses disciplines. Elle organise et soutient des symposia et en publie les actes. L'Annuaire, partie scientifique, remplace les Actes de la Société helvétique des sciences naturelles, publiés depuis 1819.

ETHICS ETH-HB

0010000028848



Das Klima, seine Veränderungen und Störungen

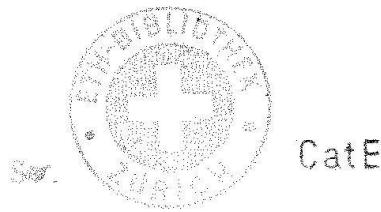
Le climat, ses modifications et perturbations

für die SNG herausgegeben von
édité pour la SHSN par

Claus Fröhlich

1985
Birkhäuser Verlag
Basel · Boston · Stuttgart

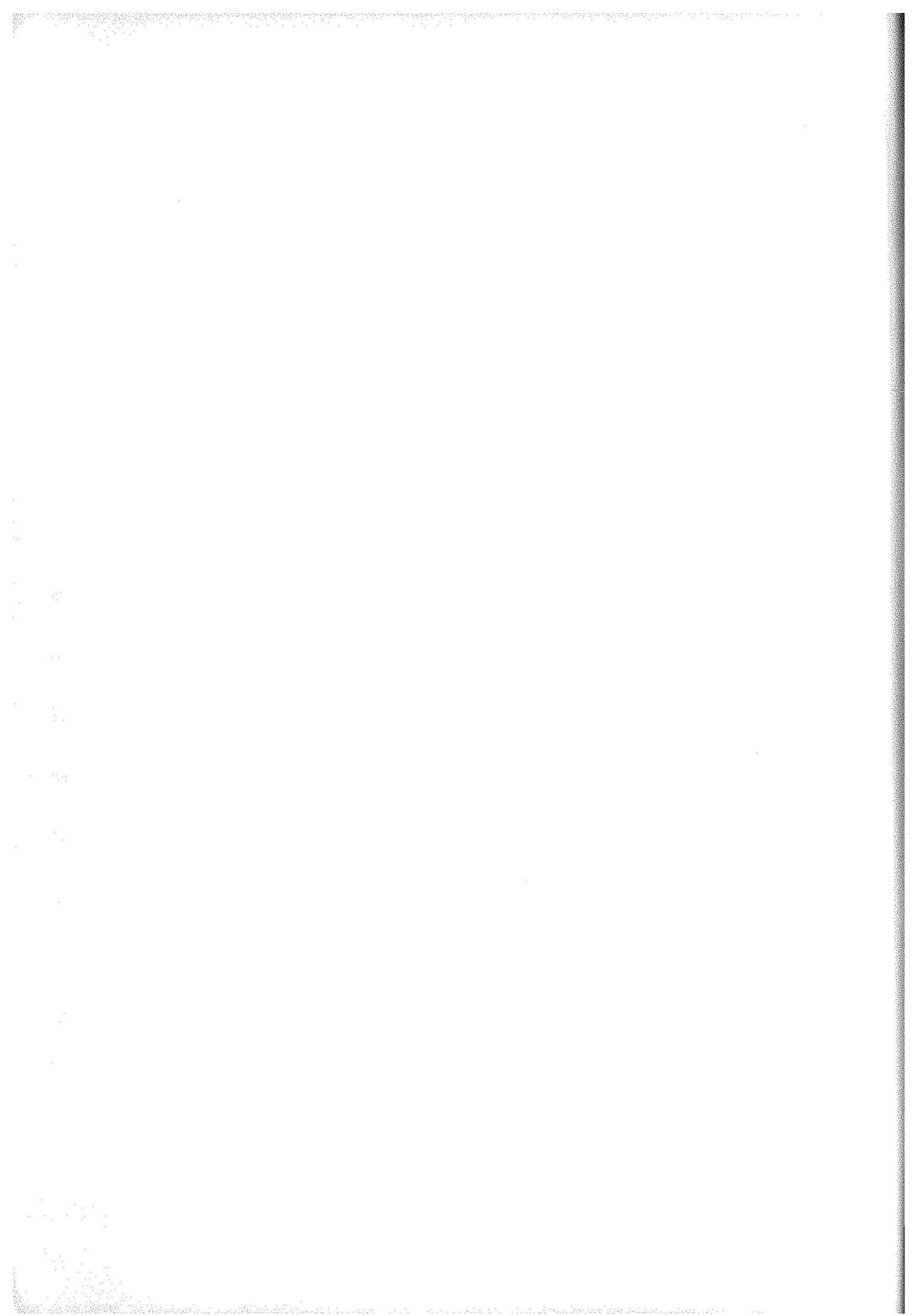
P 819 337 : 1983

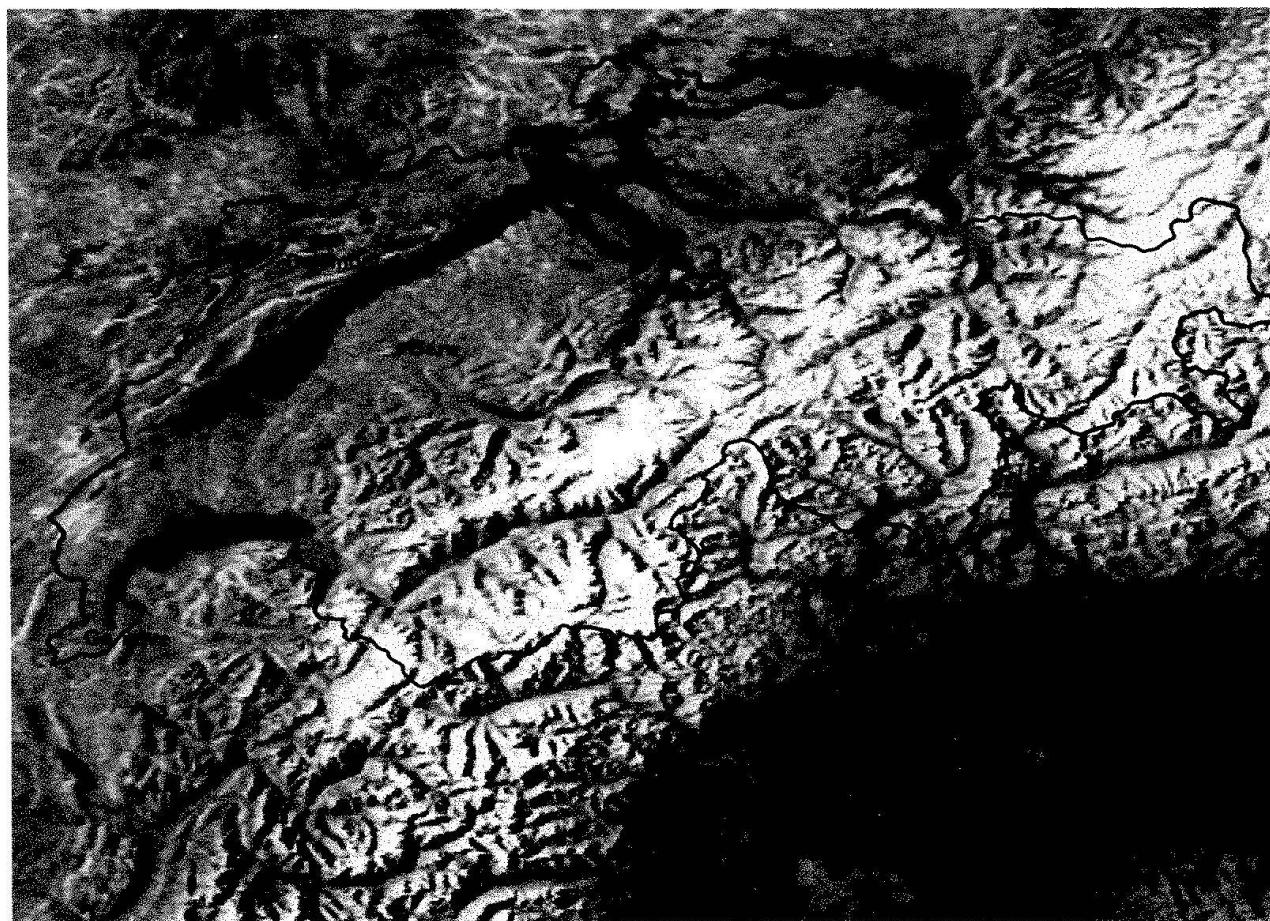


24. FEB. 1988

Die vorliegende Publikation ist urheberrechtlich geschützt.
Alle Rechte, insbesondere das der Übersetzung in andere Sprachen,
vorbehalten. Kein Teil dieses Buches darf ohne schriftliche
Genehmigung des Verlages in irgendeiner Form – durch Fotokopie,
Mikrofilm oder andere Verfahren – reproduziert oder in eine
von Maschinen, insbesondere Datenverarbeitungsanlagen,
verwendbare Sprache übertragen werden.

© 1985 Schweizerische Naturforschende Gesellschaft Bern
Printed in Switzerland
ISSN 0080/7362





Ausschnittvergrösserung einer hochauflösten, digitalen Aufnahme eines der polarumlaufenden Wetter-satelliten vom Typ TIROS-N (NOAA) aus einer Entfernung von 825 bis 865 km. (NOAA-8, 13. Oktober 1983, 8.38 Uhr MEZ (Tag des Klimasymposiums)). Mit dem gewählten Kanal 3 des Multispektralscanners (Spektralbereich 3.55 – 3.93 µm) wird emittierte thermische Strahlung der Erdoberfläche erfasst, in besonderen Fällen aber auch an der Erd- und Wolkenoberfläche reflektierte Sonnenstrahlung. Die Bilddarstellung ist so gewählt, dass dunkle Töne relativ warmen, helle Bildstellen dagegen relativ kalten Erd- und Wolkenoberflächentemperaturen entsprechen. Am auffälligsten sind zweifellos die schwarzen Bereiche im tiefen Mittelland (Jurasüdfuss, Reusstal, Limmattal, Hochrheintal): es sind tiefliegende Nebelfelder, die

beim gegebenen Aufnahmewinkel zusätzlich zur Eigen-Emission Sonnenstrahlung reflektieren und deshalb als relativ «heiss» erscheinen. Sie heben sich damit wesentlich besser vom Hintergrund ab als in anderen Spektralbereichen. Auch kleinste Nebelfelder (Becken von Delémont, Vallée du Doubs, Becken von Laufen) lassen sich deshalb mit grosser Genauigkeit abgrenzen. Die Seen und auch Teile der Po-Ebene weisen ähnlich dunkle Töne auf wie die Nebelfelder, wobei hier aber die effektiv höheren Oberflächentemperaturen in Erscheinung treten.

(Das Bild wurde freundlicherweise von M. Winiger, Geographisches Institut der Universität Bern, zur Verfügung gestellt).



Erinnerung der freundschäftslichen Über ein künftig zur Beförderung des allgemeinen Thuners
im Jahre 1811

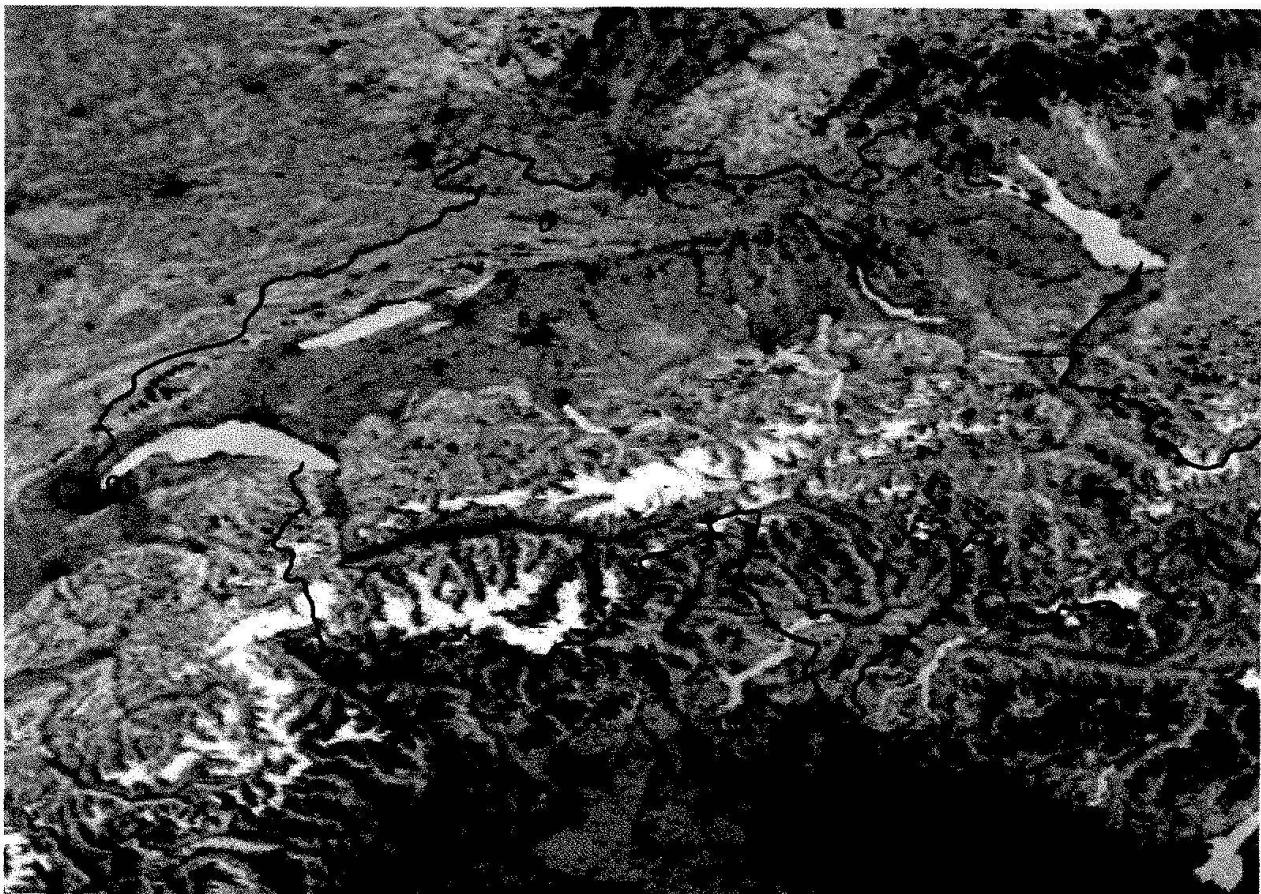
Das Klima und seine Veränderungen ist nicht nur ein sehr interessantes Forschungsgebiet der Naturwissenschaften, sondern kann das Verhalten der menschlichen Gesellschaft direkt beeinflussen und vielleicht sogar ihr Überleben in Frage stellen.

(Aquatinta von Rudolf Tanner, Originalgrösse 27,5 x 30,5 cm. Das Bild wurde freundlicherweise vom Kunsthause Zürich zur Verfügung gestellt).



Kühlturm des Kernkraftwerkes Gösgen am 25. September 1979 um 14.30 Uhr. Klimaveränderungen durch Menschenhand?

(Das Bild wurde freundlicherweise von P. J. Jeannet, Aerologische Station der SMA, Payerne, zur Verfügung gestellt.)



Ausschnittvergrösserung einer hochauflösten, digitalen Aufnahme eines der polarumlaufenden Wetter-satelliten vom Typ TIROS-N (NOAA) aus einer Entfernung von 825 bis 865 km. (NOAA-7, 1. Juli 1982, 14.37 Uhr MEZ.) Mit dem Kanal 3 des Multispektral-scanners (Spektralbereich 3.55 – 3.93 μ m) wird emittierte thermische Strahlung der Erdoberfläche erfasst, in besonderen Fällen aber auch an der Erd- und Wolkenoberfläche reflektierte Sonnenstrahlung. Die Bild-darstellung ist so gewählt, dass dunkle Töne relativ warmen, helle Bildstellen dagegen relativ kalten Erd- und Wolkenoberflächentemperaturen entsprechen. Deutlich heben sich die Seen in mittlerem Grau ab, die verschneiten Alpen sind fast weiss. Auffallend sind aber vor allem die dunklen Flecken im Schweizeri-

schen Mittelland, in Frankreich und in der Po-Ebene. Es sind Siedlungsbereiche, die um diese Tageszeit eine wesentlich höhere Oberflächentemperatur aufweisen als das umliegende Agrarland («Städtische Wärmeinseln»). Selbst kleinere Ortschaften (1-5000 Einwohner) zeichnen sich deutlich ab. Allerdings sind hier Verwechslungen möglich und können nur unter Bezug anderer Spektralbereiche ausgeschlossen werden, indem tiefe Wolken (über Süddeutschland, den Voge-sen, z. T. in den Alpen) durch Reflektion von Sonnen-strahlung ebenfalls dunkel erscheinen.

(Das Bild wurde freundlicherweise von M. Winiger, Geographisches Institut der Universität Bern, zur Ver-fügung gestellt).

Jahrbuch der SNG/Annuaire de la SHSN

1978

Gletscher und Klima/Glacier et climat
1981. 312 Seiten/pages. Broschur/broché

1979

Méthode et responsabilité/Methode und Verantwortung
1981. 112 pages/Seiten. Broché/Broschur

1980, Fasc. 1

Das Bewegungsverhalten von Krebszellen/
Winterthurer Naturforscher und Techniker vor 1850/
Die Relevanz von Lysimetern/
Elektrochemie und verwandte Probleme
1982. 138 Seiten/pages. Broschur/broché

1980, Fasc. 2

Osteosynthese und Endoprothese/
Ostéosynthèse et Endoprothèse
1984. 197 Seiten/pages. Broschur/broché

1980, Fasc. 3

Wirbeltierzygotenökologie/Cytogénétique des vertébrés/
Cytogenetics of Vertebrates
1981. 86 Seiten/pages. Broschur/broché

1981

Vom Ursprung der Dinge/
De l'origine des choses
1983. 160 Seiten/pages. Broschur/broché

1982, Fasc. 2

Stadtökonomik in der Schweiz/
La dynamique urbaine en Suisse
1983. 109 Seiten/pages. Broschur/broché

1983

Das Klima, seine Veränderungen und Störungen/
Le climat, ses modifications et perturbations
1985. 129 Seiten/pages. Broschur/broché

DÉSERT
SECHER ET FAIR
UN HOMME

LE CLIMAT,
SÉCHERÈTES
ET MIGRATIONS

Sirkha et al. 2009

Jahrestagung der Deutschen Gesellschaft für Klimaforschung
Klimawandel und Klimasensibilität
Naturwissenschaftliche Grundlagen

1993

SG
SG
SG

Inhalt

<i>C. Fröhlich (Davos)</i>	
Vorwort	5
<i>H. C. Davies (Zürich)</i>	
Climate and Its Variations	9
<i>U. Siegenthaler (Bern)</i>	
CO ₂ -Anstieg und Klimaveränderungen	19
<i>G. Visconti (L'Aquila, Italy)</i>	
The Influence of Atmospheric Trace Gases and Aerosols on Climate	28
<i>B. Stauffer (Bern)</i>	
Klimainformation aus Eisbohrkernen	38
<i>Chr. Pfister (Bern)</i>	
Klimageschichte	48
<i>H.-U. Dütsch (Zürich)</i>	
CLIMOD: Thematik und Feldexperiment	52
<i>D. Haschke (Würenlingen)</i>	
Modelle für die CLIMOD-Studie	66
<i>D. Schneiter (Payerne)</i>	
Effets météorologiques de tours de refroidissement	84
<i>H. Wanner (Bern)</i>	
Stadtclimatologie und Stadtclimastudien in der Schweiz	96
<i>F. Gassmann (Würenlingen)</i>	
Stadtclima und chemische Verschmutzung	112
<i>B. Broder (St. Gallen)</i>	
Lokalzirkulation und chemische Verunreinigungen	120

Vorwort

Das Symposium «Das Klima, seine Veränderungen und Störungen» wurde von der SNG Kommission für Klima- und Atmosphärenforschung in Zusammenarbeit mit der Gesellschaft für Geophysik an der 163. Jahresversammlung der SNG organisiert und durchgeführt. Der zahlreiche Besuch hat bestätigt, dass das Thema von allgemeiner Aktualität ist, und die rege geführten Diskussionen haben gezeigt, dass auch ein grosses Interesse an den Detailinformationen vorhanden ist. Durch die in der Öffentlichkeit immer wieder geführten Diskussionen um die möglichen Folgen menschlicher Beeinflussung des Klimas scheinen viele das Bedürfnis zu haben, sich ein persönliches Bild von den doch sehr komplexen Fragen machen zu können.

Die in der Folge abgedruckten Vorträge können in vier Gruppen unterteilt werden:

- a) Die physikalische Beschreibung des Klimas und die Grundlagen möglicher Veränderungen;
- b) Untersuchung des vergangenen Klimas, global und regional;
- c) Untersuchung des Einflusses von thermischen Grosskraftwerken auf das lokale Klima;
- d) Stadtklima und Luftverschmutzung.

Die Einführung von H. C. Davies, ETHZ, «Climate and its Variations» behandelt die physikalischen Grundlagen für das Verständnis des Klimas an sich und die gegenseitigen Abhängigkeiten der klimabestimmenden Prozesse. Eine Zusammenstellung der hauptsächlichsten Klimaveränderungen und deren Verursacher schliesst den Überblick ab und leitet in die beiden folgenden Vorträge der ersten Gruppe über: «CO₂ Anstieg und Klimaveränderungen» von U. Siegenthaler, Universität Bern, und «The Influence of At-

mospheric Trace Gases and Ozone on Climate» von G. Visconti, Università dell'Aquila, Italien. Beide zeigen sehr deutlich wie ernst die Folgen der schon nachgewiesenen und noch zu erwartenden anthropogenen Veränderungen der chemischen Zusammensetzung unserer Atmosphäre für das globale Klima sein können, aber auch wie schwierig es ist, alle möglichen gegenseitigen Beeinflussungen und Rückkopplungsmechanismen in die physikalischen Modelle einzubeziehen, um Aussagen über die zu erwartenden langfristigen Veränderungen machen zu können.

Der erste Beitrag zur Klimgeschichte «Klimainformationen aus Eisbohrkernen» von B. Stauffer, Universität Bern, zeigt, wie mit physikalischen Methoden das Klima der Erde, d. h. die globale Temperatur, Staubniederschläge von Vulkanen und die Zusammensetzung der damaligen Luft seit etwa 100 000 Jahren vor heute aus dem Grönlandeis rekonstruiert werden kann: Eine interessante Zeitspanne ist zwischen 30 000 und 40 000 Jahren, während der das Klima mit einer Periode von 2000 bis 3000 Jahren zwischen zwei Zuständen hin und her pendelte. Obschon heute noch keine eindeutige Erklärung für dieses Verhalten vorliegt, können solche Ergebnisse herangezogen werden, um Klimamodelle und deren Hypothesen zu testen. Die «Klimgeschichte» von C. Pfister, Universität Bern, zeichnet das Klima von Mitteleuropa seit dem Mittelalter auf. Die Grundlage für die vorinstrumentelle Zeit bilden die historischen Aufzeichnungen, d. h. das vom Menschen empfundene Klima, die so parametrisiert werden, dass die Daten mit denen aus der instrumentellen Zeit verglichen werden können. Trotzdem bleibt der menschliche Aspekt erhalten, und die Resultate dieser Untersuchung zeigen auch deutlich, wie der Mensch und die Gesellschaft direkt und indirekt vom Klima beeinflusst und auch beherrscht werden. Diese Resultate for-

dern Beachtung, wenn auch heute die Schutzmassnahmen gegen die direkten Klimaeinflüsse bedeutend besser sind und der Mensch deshalb glaubt, viel weniger von Klimänderungen abzuhängen.

Der dritte Themenkreis wird mit der Übersicht «CLIMOD: Thematik und Feldexperiment» von H. U. Dütsch, ETHZ, eingeleitet. Er behandelt die Grundlagen und stellt die Resultate des Feldexperiments dieser schweizerischen Klimastudie zur Untersuchung des möglichen Einflusses von mehreren luftgekühlten Grosskraftwerken im Raum Basel auf das Klima des Hoch- und Oberrheintales vor. Das Feldexperiment wurde auf die Untersuchung der relevanten meteorologischen Parameter während winterlichen Hochdrucklagen beschränkt, da dort die grösste Beeinflussung erwartet werden muss. Eine Voraussage des Einflusses solcher Wärmequellen auf das meteorologische Verhalten ist jedoch nur im Zusammenwirken zwischen Feld- und Modellexperiment möglich. Das Feldexperiment liefert die Randbedingungen des Ist-Zustandes, das Modell die Extrapolation auf die Situation mit Kraftwerken. Der Beitrag von D. Haschke, EIR Würenlingen, stellt die für CLIMOD verwendeten Modelle vor, wie die Resultate des Feldexperiments als Randbedingungen verwendet werden können und diskutiert anhand der Ergebnisse den Einfluss der Grosskraftwerke: Der Betrieb nur einer Anlage hätte noch keinen wesentlichen Einfluss, während eine willkürliche Verzehnfachung der Kraftwerke in diesem Raum nachweisbare Auswirkungen auf das lokale Klima hätten. Abschliessend stellt der Beitrag von D. Schneiter, ISM Payerne, «Effets Météorologiques des Tours de Refroidissement» Untersuchungen des Einflusses des Kühlturmes von Gösgen vor. Der Vergleich der Messungen mit Modellrechnungen zeigt, dass nur mit relativ detaillierten meteorologischen Eingangsdaten zuverlässige Resultate gewonnen werden können. Die Messungen zeigen, dass eine Verminderung der Sonnenschein-dauer in unmittelbarer Umgebung festgestellt werden kann. Auch werden die Temperatur- und Feuchteprofile beeinflusst. Bei unstabilen Wetterlagen ist der Schwaden zudem in der Lage, die konvektive Wolkenbildung zu fördern.

Stadtklimauntersuchungen werden von H. Wanner, Universität Bern, in «Stadtklimatologie und Stadtklimauntersuchungen in der Schweiz» vorgestellt. Nach einer Einführung in die vielschichtigen Ursachen und Wirkungen stadtiduzierter Klimaveränderungen, wie Wärmeinsel, lokale Windsysteme, Dunstfahne, Leerniederschläge etc. werden die Ergebnisse der Stadtklimauntersuchungen in der Schweiz diskutiert. Die Muldenlage der meisten Schweizer Städte begünstigt die Stagnation der Luftschichten. Wegen der komplexen Einflüsse des Reliefs und der strahlungs- bzw. temperaturbedingten lokalen Strömungssysteme ist jedoch eine Voraussage belastender Wettersituationen sehr schwierig. Der Einfluss der chemischen Verunreinigungen auf das Stadtklima werden von F. Gassmann in «Stadtklima und chemische Verunreinigung» behandelt. Die Bedeutung der Luftverunreinigungen auf den Strahlungshaushalt wird diskutiert und deren Bedeutung mit Messungen der Sichtweite in Zürich während der letzten drei Jahrzehnte belegt: Heute ist während 14 % der Zeit die Extinktion der untersten Luftschichten auf den doppelten Wert von vor 30 Jahren angestiegen. Dies bedeutet, dass die Intensität der Sonnenstrahlung an der Oberfläche während dieser Zeit jeweils um 30 % niedriger ist. Der letzte Beitrag dieser Reihe «Luftzirkulation und chemische Verunreinigungen» von B. Broder, ETHZ, befasst sich mit dem Transport von Verunreinigungen am Beispiel des bodennahen Ozons im schweizerischen Mittelland. Die Resultate der dreijährigen Messkampagne zeigen, dass während dieser Periode zunehmend photochemische Smogprozesse eine wichtige Rolle zu spielen begonnen haben. Die Smogschichten können aber nur durch regionale oder sogar überregionale Vorgänge zugeführt worden sein, was die Vermutung bestärkt, dass der Pegel der Luftverunreinigung auch in ländlichen Gegenden wesentlich zugenommen hat. Andererseits zeigen die Untersuchungen, dass die tageszeitlich bedingte Lokalzirkulation in hügeligem Gelände gegenüber einer flachen Topographie einen gewissen Selbstreinigungseffekt bewirkt. Die Ergebnisse dieser letzten Gruppe zeigen, dass in den letzten Jahren grosse Fortschritte im Verständnis des lokalen Klimas und dessen Beeinflussung durch menschliche Tätigkeiten gemacht wur-

den, dass aber die Belastung der Umwelt auch in der Schweiz ein beunruhigendes Mass angenommen hat.

Der Erfolg dieses Symposiums ist vor allem dem grossen Einsatz und der spontanen Begeisterung aller Autoren für dieses Thema zuzuschreiben. Ich möchte die Gelegenheit benützen, um allen Autoren für ihre Beiträge und der Kommission für Klima- und Atmosphärenforschung für ihre Anregungen und Unterstützung bei der Planung und Durch-

führung des Symposiums danken, allen voran ihrem Präsidenten H. Oeschger und ihrer Sekretärin A.-Ch. Vogel-Clottu von der SNG.

Dr. Claus Fröhlich
Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos
Postfach 173
CH-7260 Davos-Dorf

Climate and Its Variations

Huw Cathan Davies

Summary

A brief survey of global climate and its variations is presented from a physical standpoint. Thus consideration is given to the character and consequences of the interdependent processes that establish the nature of the present climatic state of the earth-atmosphere system. The review concludes with a summary of some of the major climate variations and a discussion of the possible instigating mechanisms.

Zusammenfassung

In einem kurzen Überblick wird das globale Klima und seine Veränderlichkeit vom physikalischen Standpunkt aus dargestellt. Beschrieben werden der Charakter und die gegenseitigen Abhängigkeiten der Prozesse, die den gegenwärtigen Zustand des Erde-Atmosphäre Systems bestimmen. Dieser Überblick wird durch eine Zusammenfassung der hauptsächlichsten Klimaveränderungen und deren möglichen Verursacher abgeschlossen.

Résumé

Une brève revue du climat global et de ses variations est présentée. On y considère le caractère et les conséquences des processus interdépendants qui déterminent l'état climatique actuel du système terre-atmosphère, en concluant par un résumé de quelques variations climatiques majeures et une discussion de leurs mécanismes possibles.

Introduction

The vagaries of climate influence the living standard and incite the scientific interest of

people from every country. For instance Switzerland was, within two years of the ratification of the Confederate constitution in 1815, ravaged by a famine related to a short term climate variation. Likewise the first volume of the records of the Schweizerische Naturforschende Gesellschaft published in 1833 included an observational study of temperature variations in the Swiss Alps. This study provided the necessary evidence to accord the status of theory to the newly formulated Ice-Age hypothesis. This interest and concern in the topic of climate has been intensified with the increasing realization that, in turn, the living standards of today might exert a significant influence upon the climate's vagaries.

The quest for an understanding and appreciation of this complex topic is an issue that is central to the physical sciences. In this brief review an outline is given of global climate and its variation from a physical standpoint. This approach directs attention toward and underlines the significance of, the basic processes that govern the behaviour of the earth-atmosphere system. It is hoped that the adoption of such a strategy will also enable the review to serve as an introduction to, and a framework for, the other contributions to this Symposium.

The succeeding sections seek to illustrate the nature of the present climate, indicate the range of climate variations, and interpret the possible contributions of various mechanisms to these variations.

Nature of the Present Climate

An adequate understanding of our present climate constitutes a highly desirable, if not a necessary, pre-requisite to any attempt to study, interpret or predict changes in the earth-atmosphere climatic system. The fun-

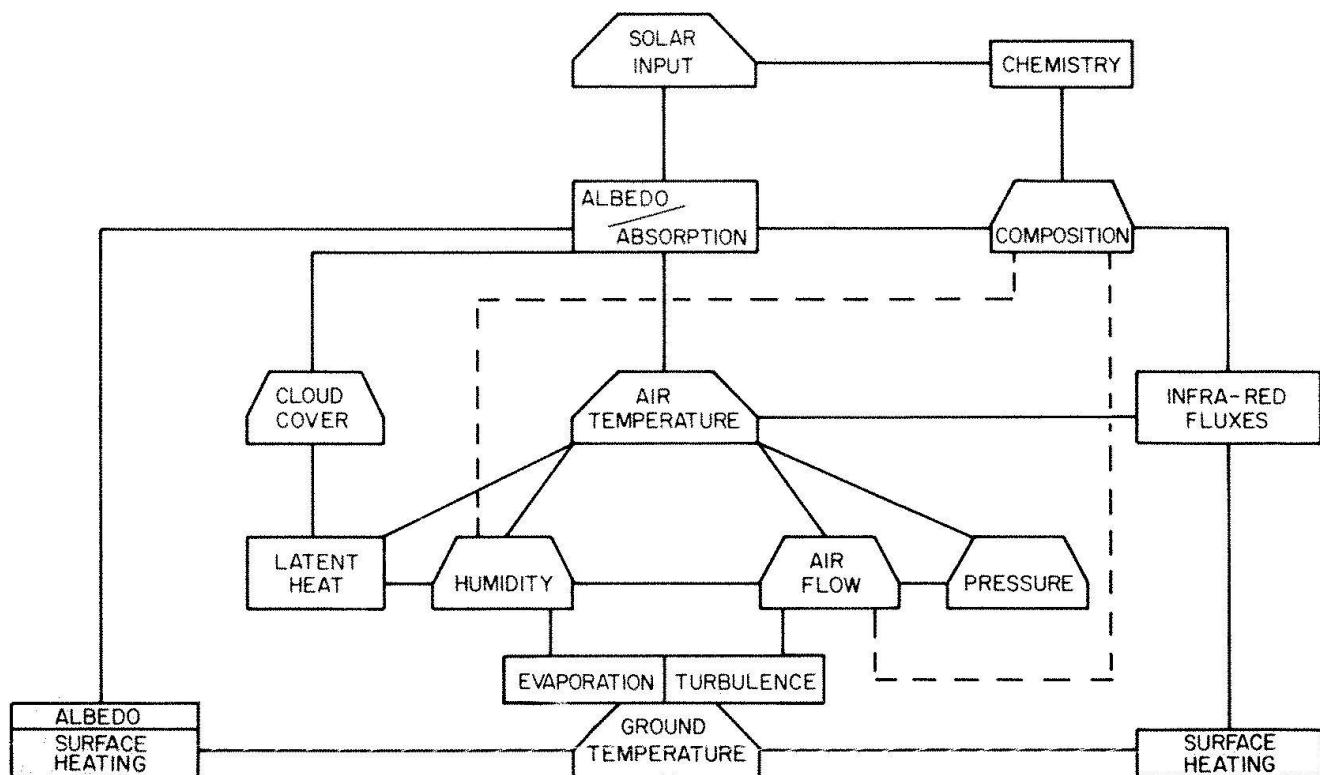


Fig. 1. A box representation of some of the climate variables (▲), processes (□) and their interdependence.

damental factors that determine the present climatic state of the system are the input of solar radiation, the rotation rate of the earth, the composition of the atmosphere, and the surface characteristics of the land and sea. These factors together give rise to the myriad of interdependent processes that are the subject of our study.

On a global scale the effect of the incoming solar radiation can be offset by two contributions. The first contribution is the immediate partial reflection of this input by the atmosphere (for the most part from clouds) and from the earth's surface (with albedo values varying from 0.8 for fresh snow to 0.2 for scrub). This reflection accounts respectively for approximately 26% and 4% of the input. These processes correspond to the left side of the schematic (Fig. 1). The absorption of the remaining energy input occurs predominantly at the earth's surface and in the atmosphere by water vapour, dust and clouds. Also of importance is a temperature dependent radiative-chemical process involving ozone in the stratosphere. The second offsetting contribution is the infra-red emission of the system. The atmosphere effects a considerable absorption of the infra-red flux

from the surface and reradiates it both upwards and downwards (right side of Fig. 1). A major component of the absorption is attributable directly to the atmospheric water vapour content but smaller contributions arise from CO₂ and other trace gases. This opaqueness of the atmosphere in the infrared maintains surface temperature at a level of the order of 33°C warmer than would prevail in its absence. This has been termed the atmospheric greenhouse effect. Annual average values of the temperature indicate that a quasi-balance is achieved for the global system. However, this balance is not attained locally, neither in the vertical or the horizontal. In the vertical the troposphere is sufficiently opaque in the infra-red that a purely radiatively established vertical temperature gradient gives an intrinsically convectively unstable thermal configuration. This instability is relieved by dry and moist turbulent convection involving evaporation and cloud formation with associated vertical fluxes of sensible and latent heat (Fig. 1, centre). They act to reduce the vertical temperature gradient, and are related to the net radiative heating of the earth's surface and cooling of the troposphere. In comparative terms these

(a) Fig. 2. Possible sequence of effects following:

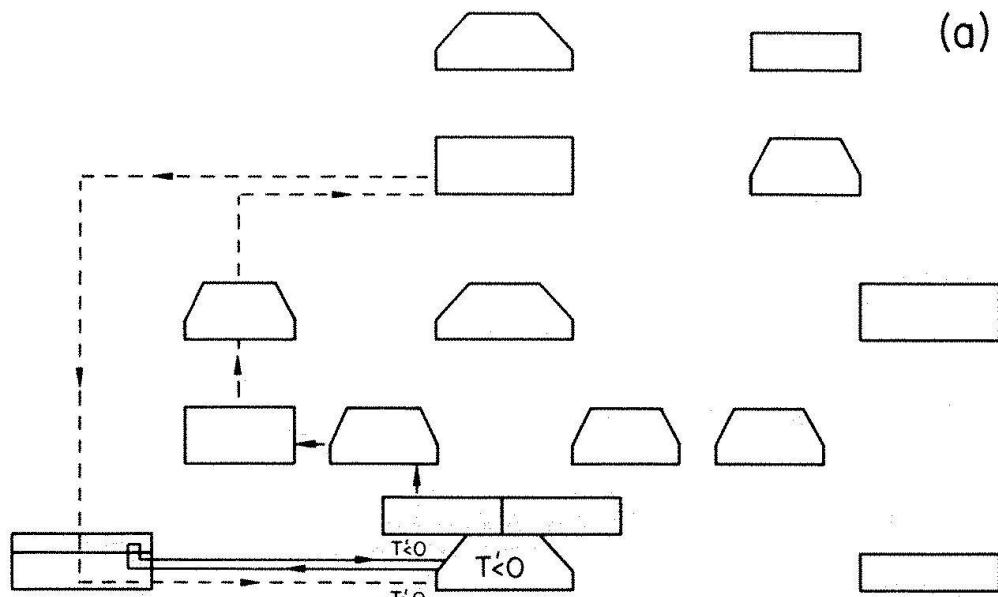
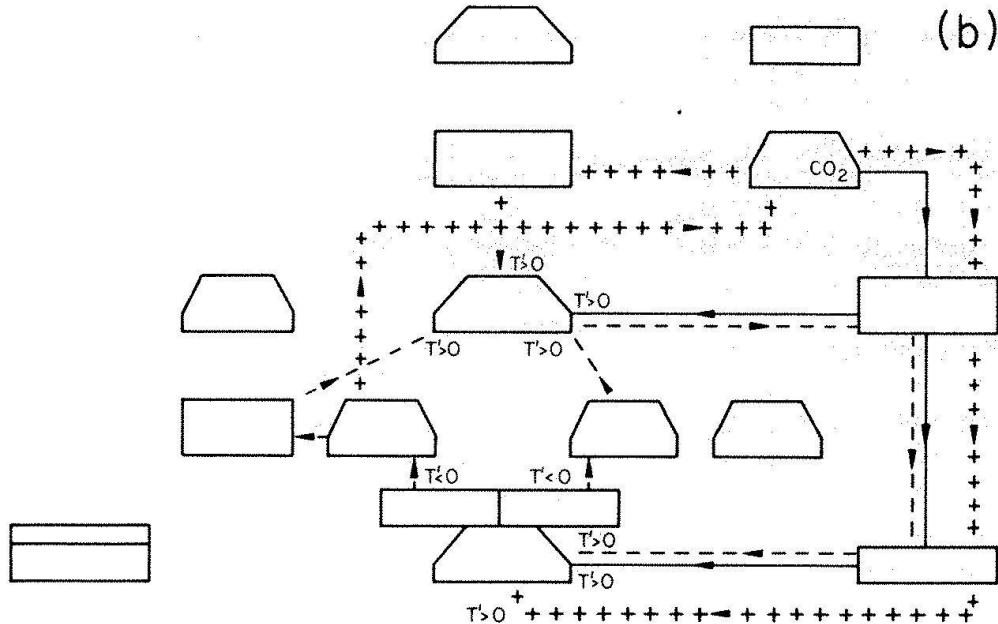


fig. a) - an increase in surface temperature at the ice-sheet limit.

fig. b) - an increase in the global CO_2 content.
(See text for classification of processes).

(b)



imbalances are equivalent to an uniform 0.8°C per day cooling of the troposphere at all latitudes. In the horizontal the observed pole-equator temperature gradient is considerably less than would be established purely by the foregoing radiative-convective process, and there is a concomitant net radiative cooling of the polar regions and heating of the tropics. The necessary compensating horizontal heat flux is achieved to a considerable measure by the sequence of transient eddies that dominate the weather patterns of mid-latitudes (again depicted in the central core of Fig. 1). Oceanic circulation also contributes substantially to this poleward heat flux. The character of the atmospheric

eddies is heavily constrained by the earth's rotation while their origin, energy source and vigour is related to the fore-mentioned radiative-convective latitudinal temperature gradient. Again the eddies provide a negative feedback effect in that they act to reduce the pole-equator temperature difference.

A measure of the complexity of the system is apparent on noting that the circulation pattern of these eddies regulate the cloud cover and modify the distribution of the constituents of the atmospheric composition (the dashed lines of Fig. 1). In turn the cloud cover and the distribution of the constituents influence the albedo and radiative properties of the atmosphere.

To illustrate the interactive complexity of the climate system two further examples of the feedback processes are detailed in Fig. 2. The schemata are based on the previous diagram, but now portrayed are a sample of some possible sequences of effects that could follow a change in surface temperature at the ice-edge sheet (Fig. 2 a) and an increase in the global CO₂ content (Fig. 2b). In the former case the solid lines correspond to the positive feedback that is often postulated between ice-cover and the ambient temperature at an ice-sheet edge. A temperature drop is assumed to result in more ice and snow cover with an accompanying increase in albedo, reduction in the absorbed solar energy and a further decrease in temperature. However, the amplitude of this feedback might be modified by the sequences (dashed lines) indicating a decrease in evaporation following the ice sheet extension, leading (say) to a decrease in low level stratus cloud cover and a consequent counteracting increase in the solar radiation incident at the ground. Furthermore the transient eddies discussed earlier might feed on, and reduce, the horizontal temperature gradient established near the ice edge limit.

In Fig. 2b the solid lines denote the increased heating of the surface and reduction of atmospheric cooling as a direct «green-house» response to a CO₂ increase. The dashed line is a positive feedback that relates to an additional surface heating from the warmer troposphere, followed by a further heating of the troposphere via sensible and latent heat flux increases. Again the resulting increase in the atmospheric moisture content will (cross lines) amplify the atmospheric temperature increase by increasing the absorption of solar radiation and provide additional infrared heating of the surface. Yet another factor is that important components of the chemistry of trace gas reactions will also be influenced by the temperature increase.

It is clear from these examples that purely qualitative considerations of these interactive processes is probably inappropriate, and that climate models must incorporate at least the major interactions in a justifiable quantitative fashion. It is also noteworthy to remark, in view of these many feedback processes, that there is no physical law that requires *a priori* a global quasi-balance to exist

for such an intricate system. Nevertheless our existence is a testimony that it prevails at present, and our continued existence is dependent upon its maintenance.

Climate Variations

The conventional instrumental record of the last 200-300 years and a range of proxy data for earlier periods indicates that the climate has exhibited variations on a wide range of time scales. In Fig. 3 an inferred time history of surface temperature is displayed with the time span of the panels differing successively by one (or two) orders of magnitude.

The schematic suggests that we are living in one of the warmest periods of the past million years - the so-called Holocene interglacial period of the last 10000 years. Several other short interglacial periods with a duration of ~ 10000 years appear to have occurred at intervals of ~ 100000 years within the predominantly ice-age climate of the last million years. Within the Holocene period itself the proxy data for the northern hemisphere indicates equally substantial (~ 2°C), quasiperiodic temperature oscillations. Notable features of the last 1000 years in Europe are the warm period of the middle Ages (1150-1350 AD) and the subsequent «Little Ice-Age» of 1500-1850 AD. In the subsequent period there appears to have been an upward trend of global temperature until about 1940. Thereafter, at least poleward of 50° N, there has been until recently a gradual downward drift.

On even shorter time scales the evidence of the last two decades provides ample indication of strong inter-annual and seasonal variations. For instance the unusual and protracted El-Niño event of May 1982 - June 1983 in the equatorial Pacific was accompanied by, or coincided with, many significant anomalous weather patterns e.g. drought in parts of Peru, Bolivia, Central America and the Sahel, severe rainfall in Ecuador and Northern Peru, and some evidence of effects even in North America.

A framework for the further examination of these changes is given by the following conventional definitions,

- the climatic state is the mean or average (together with appropriate higher order statis-

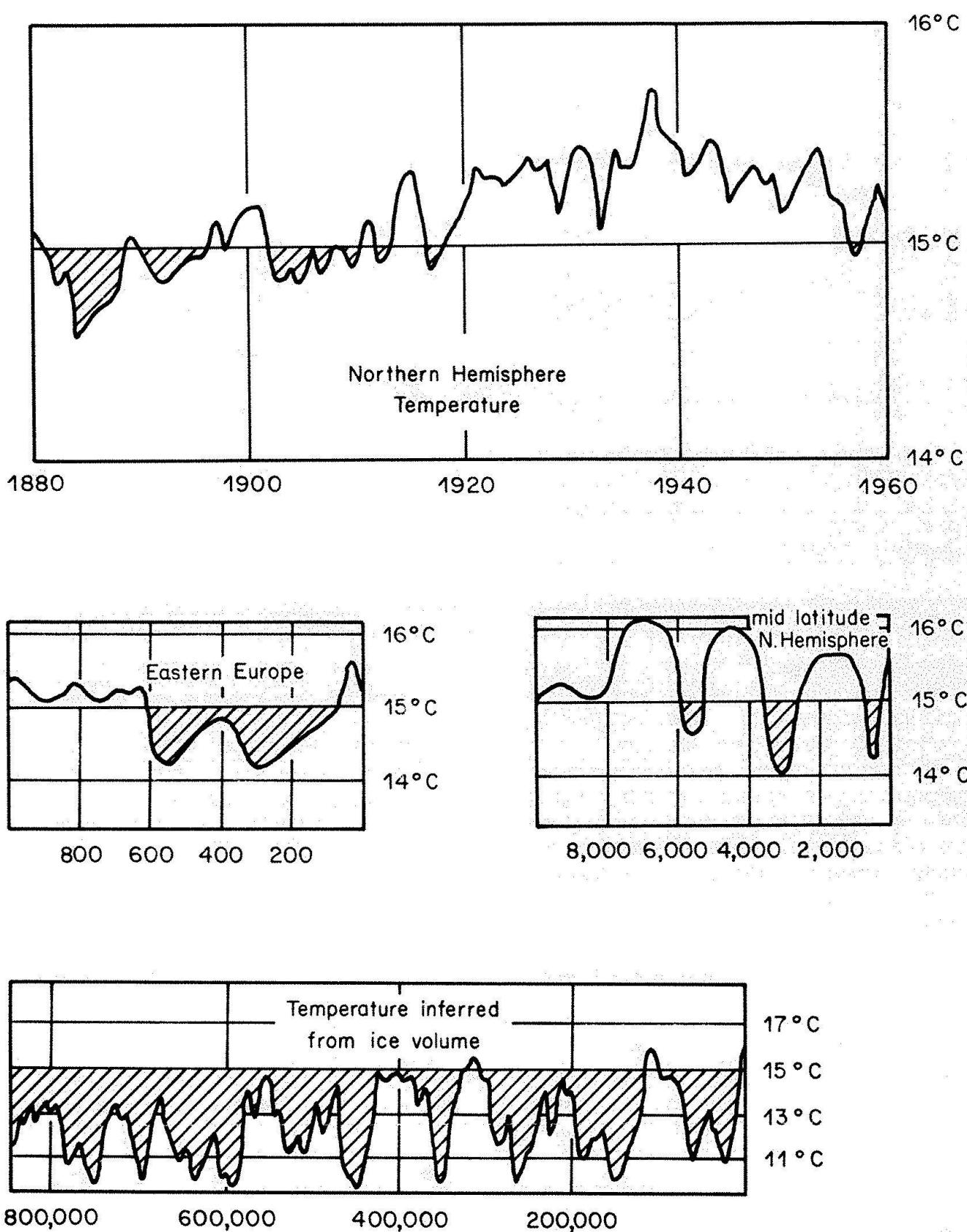


Fig. 3. Schematic time-trace of inferred or measured surface temperature. Note time span of successive panels differ by one (or two) order of magnitude and also differ in geographical extent. (Adapted from NRC Report, 1975).

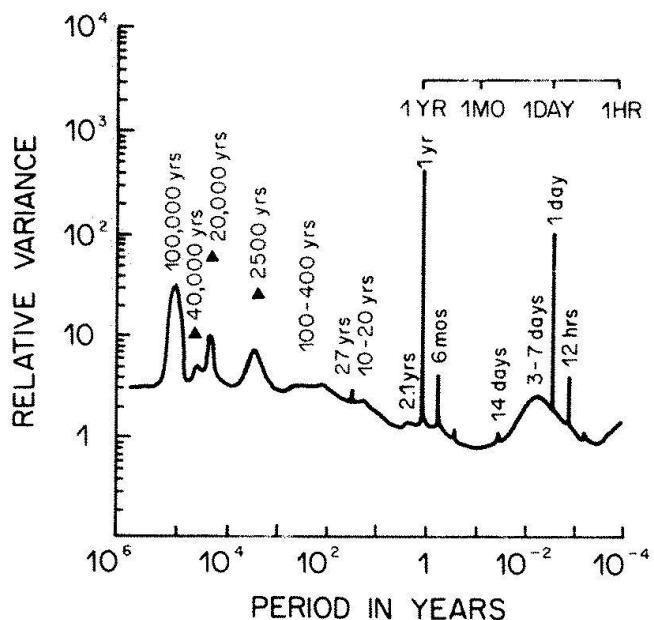


Fig. 4. Highly schematic depiction of the spectral distribution of the relative variance of the temperature record.

(Adapted from NRC Report, 1982).

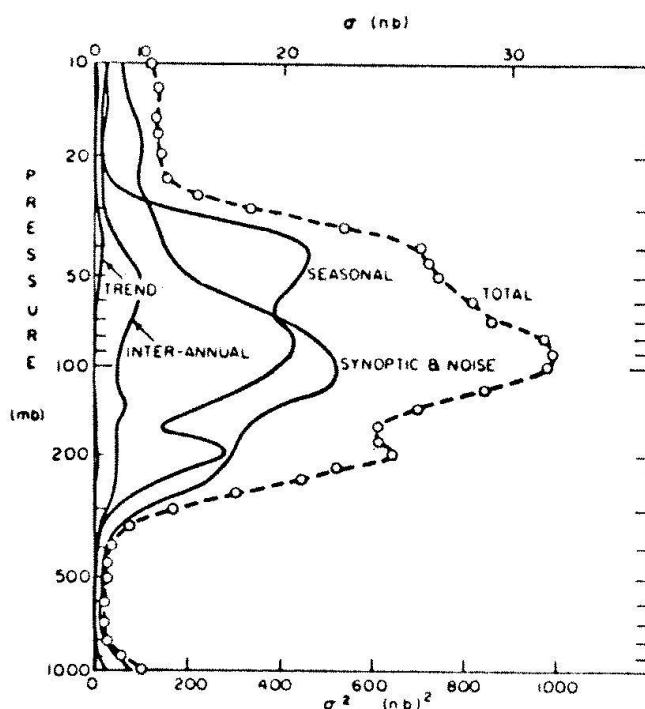


Fig. 5. Vertical distribution of the total and specified sub-components of the variance of ozone partial pressure over Aspendale, Australia for an eight year series of weekly measurements.

(NCR Report, 1982).

tics) of the complete set of atmospheric and related variables over a specified time interval (month, season, year, decade).

- Climatic variation is the difference between climatic states of the same kind (e.g. between two Januaries or two decades).

In terms of these definitions it is useful to examine the spectral distribution of the relative variance of the time trace of the surface temperature. A schematic of such a plot is given in Fig. 4. There are the expected peaks at the semi-diurnal, diurnal and annual period. The broad peak in the 3-7 day band is the contribution of the large-scale mid-latitude transient eddies, and the well-documented quasi-biannual oscillation accounts for the 2.1 year peak. However, there are several additional significant peaks e.g. the contribution at the 100000 year location is the spectral counterpart of the major glacial-interglacial epochs.

Our earlier assertion that climate variations occur on a very wide range of time scales is reemphasized by the content of Figures 3 and 4. This wide range of scales is also a salutary indicator that the search for an unified and comprehensive theory of climate might be a formidable task.

Measurements, Mechanisms and Models

Instigators of climate variations of the earth-atmosphere system must induce a change in the energy input or the energy output of the system, or be related to a self-sustained internal change.

The predictable astronomical factors that alter the earth's orbital parameters, and a change in the solar emission itself constitute direct changes in the solar radiation input to the system. A change in the atmospheric composition or the nature of the earth's surface that would induce changes in the albedo or the radiative properties of the system would correspond to output changes. Examples in this category are an increase of atmospheric CO₂ or other trace gases, increasing dust content due to volcanic activity, and albedo changes arising from deforestation or over-grazing. The remaining category, self sustained changes, refers to intrinsic fluctuations of the system. For short time scales these fluctuations constitute the day-to-day weather changes but it has been argued that there are contributions to this category on all time scales.

The actual time development of the system is

influenced by all these factors. Hence the observed climate variability is composed both of the natural variability, or climatic noise, associated with the intrinsic fluctuations, and the climatic signal associated with specific climate change mechanisms. It follows that the detection of an external (i.e. independent of the existing climatic state) influence requires it to be evident in the climate signal above the noise. Further an unequivocal identification of a specific external cause requires it to be, to some measure, quantitatively related to the observed effect. The magnitude of the climate change detection problem can be gleaned from Fig. 5 which shows a trend of less than 4% of the total variance in a one station, eight year series of weekly measurements of the vertical distribution of ozone.

In fact there is a disconcertingly low value for the signal-noise ratio for most climate variables. This remark applies particularly to the mid-latitude troposphere, and it also implies that a long record of measurements will usually be required to validate the results of detection studies.

In the following sections a summary is given of salient features of the above mentioned possible instigators of climate change.

a) Astronomical Factors

The distribution of insolation is determined by three parameters of the earth's orbital motion: eccentricity, obliquity and precession. These factors specify respectively the deviation of the earth's orbit from circularity, the tilt of the earth's equatorial plane from its orbital plane, and the direction of the earth's axis of rotation in space. These three parameters vary in a quasi-cyclical manner with respective periods of approximately 100000 -, 41000 -, 22000 - years. Their variation during the last 250000 years is shown in Fig. 6. Also shown is an estimate of the global ice volume inferred from deep sea sediment data. There is an evident strong correlation of the ice volume with the eccentricity. Further climat-orbital parameter links are revealed by power spectrum analysis of a longer time series of sediment data. Results show (see the 10^4 - 10^5 year spectral band of Fig. 4) a dominant contribution at 100000 years and also smaller but significant peaks at approximately 40000 - and 20000 -years.

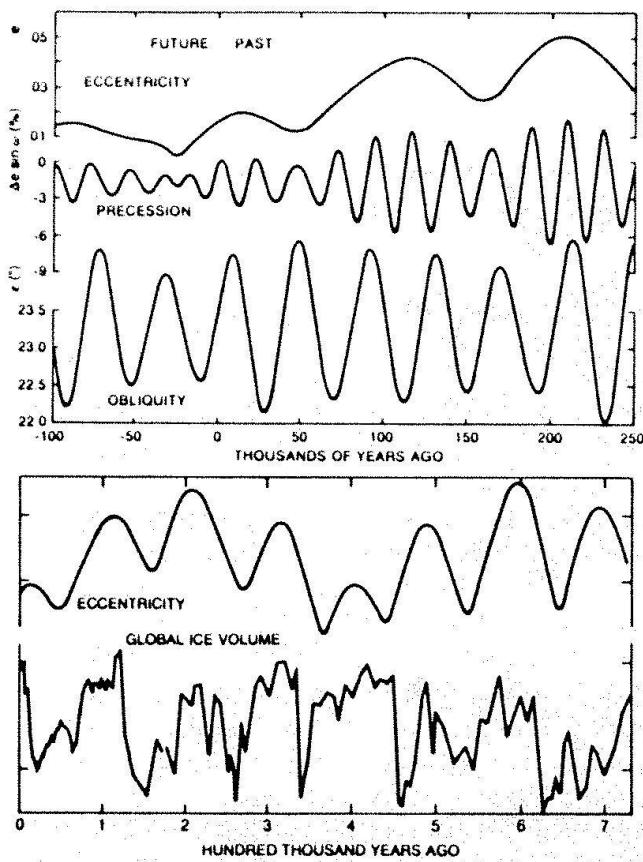


Fig. 6. Variations of the eccentricity, precession and obliquity parameters of the earth's orbital motion over the last 250000 years. Bottom panel indicates the global ice volume changes during a longer time period. (Adapted from Imbrie and Imbrie, 1979).

The global net value can change only with eccentricity variations and the greatest range is only about 0.1%. However, for the latitudinal distribution there is: in the net annual values a strong response to obliquity, and in the summer mean values there is an eccentricity related trend. Also there is an obliquity signal of about a 1% and 4% insolation change in respectively the temperate and polar latitudes, and a comparable precession signal in the tropics.

The summer mean values are of particular interest because the Milankovitch Ice-Age hypothesis proceeds from the premise that the magnitude of these values in the higher latitudes is a key factor in determining the growth or decay of the ice-sheets. It follows that the hypothesis would be sustained by a 40000 year obliquity related climate change. However, the observed 100000 year cycle does not directly substantiate the hypothesis. Simple energy balance models that incorporate crude representations of the ice-albedo feedback effect and the atmospheric

heat transport also produce a weak Milankovitch effect, but not a 100 000 year cycle.

The further elucidation of the influence of astronomical factors is of considerable significance because it promises tantalisingly both an empirical estimate of climate sensitivity to changes in the incident solar radiation and also a bench mark validation criterion for climate models.

b) Solar Influence

Solar variability is known to exist on various time scales (minutes to decades), and these variations cover a broad band of spectral irradiance (from X rays and ultraviolet to cm wavelengths). However, the variable parts of the solar constant constitute certainly less than 1% of the total solar energy input to the earth-atmosphere system. Furthermore the main contributions to this variation occurs predominantly on the wings of the maximum in the spectral distribution (Fig. 7), and at these wavelengths most of the incoming solar energy is either absorbed or dissipated in the upper atmosphere. One of the most notable impacts is that variations in the 200-310 nm radiation (containing 1.75% of the total solar power) would modify the temperature of the upper stratosphere due to absorption by the ozone layer centred around 50 km. The available observational evidence for a solar cycle influence upon stratospheric ozone and temperature is suggestive rather than definitive. Recent satellite measurements have revealed solar constant fluctuations at the 0.1 - 0.3 % level persisting for a few weeks. These variations have been quantitatively related to radiative deficits proportional to the area of the solar disc covered by sunspots.

The dearth of physical hypotheses to underpin solar-climate links is related both to the low level of the solar constant fluctuations and to the inference that the largest direct effects would be at altitudes of 50-80 km. The systematic low values of the atmospheric energy density at these elevations effectively rules out a direct dynamical influence upon tropospheric climate. However, a temperature-wind related change in the stratospheric transmissivity to upward propagating planetary waves from the troposphere is a possibility. However it has yet to be shown to be significant. Radiative coupling in the vertical

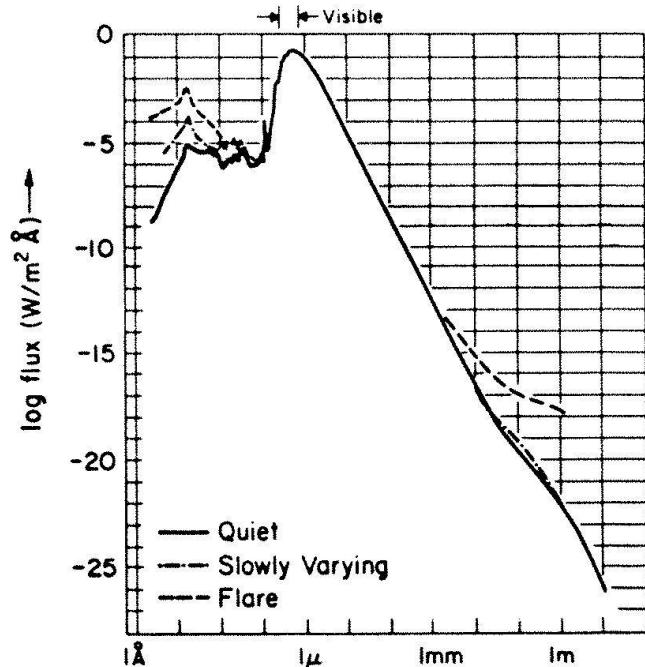


Fig. 7. Solar output displayed as a function of wavelength. Range displayed corresponding to periods of high and low solar activity.

would occur if there was a perturbation of stratospheric ozone. An ozone increase would reduce the direct solar heating of the troposphere and increase the downward emission of infra-red from the stratosphere. The net effect would depend upon the vertical ozone distribution.

The various postulated solar-climate relationships refer to phenomena such as the 11 year solar activity cycle, the Hale 22-year double sunspot cycle, variations in sunspot structures and major flare events. In many of these studies long time series of climate related variable(s) from a single or from a network of stations are compared with some index of solar activity. Most of the apparently highly significant correlations obtained in these comparisons have not been substantiated when tested with different or enlarged data sets. The use of slipshod statistical techniques partly accounts for this debacle. A counterpoise is that the possible non-stationarity and the spatial inhomogeneity of natural variability implies that the breakdown in space or time of an apparent correlation of this genre is neither evidence for or against a generalised sun-climate relationship.

However, this failure does underline the desirability of linking these statistical correla-

tion exercises to an accompanying physically based rationale. The absence of such postulates is emphasised in a recent NRC report on «Solar Variability, Weather and Climate», and it accorded the following epitaph to these correlation studies «....none of these endeavours, nor the combined weight of all of them, has proved sufficient to establish unequivocal connections between solar variability and meteorological response.»

c) Atmospheric Composition

The stratospheric aerosols that results from major volcanic eruptions persist for a few years and produce a substantial but temporary reduction in global surface temperature. In this connection note that the famine of 1816-1817 in Switzerland was preceded by an intense eruption of the Indonesian Tambora volcano in April 1815. The increased albedo effect offsets the infra-red greenhouse effect of the aerosols resulting in stratospheric temperature changes of $\sim 3^{\circ}\text{C}$, and global surface temperature changes of $\leq 1^{\circ}\text{C}$. The net radiative effect of an eruption depends upon the size and composition of the particulates that are injected into the stratosphere. It is possible that much of the observed variability of the recent past is attributable directly to volcanic effects.

Other symposium contributions consider in detail the influence of aerosols, CO_2 and other trace gases. Here we note that the atmospheric CO_2 content is expected to double sometime during the next century. The consensus results from a range of models (embracing local radiative-convective representations and global circulation models) is that it will produce a sustained global surface temperature increase of between $1\frac{1}{2}$ to 4°C . This change is larger than any natural change in the historical past. The validation of these predictions is hindered by problem of detecting unambiguously a CO_2 induced climate change signal as a response to the observed exponential CO_2 increase since 1958. The difficulties arise from the possible lag effect associated with the large thermal inertia of the ocean, the masking of the effect by the influence of other climate change instigators and the noise associated with the natural variability. The recent reconstruction of the history of atmospheric CO_2 concentration from information of the CO_2 trapped in

large ice-sheets may help in this detection problem.

d) Natural Variability

It has been conjectured that natural variability exists on all times scales. Here we consider some aspects of the inter-annual scale. A likely instigator of variation on this time scale is anomalous diabatic heat supply to the atmosphere. Such effects include sea-surface temperature (S.S.T.) anomalies, changes in the air-sea exchange due to variations in the ice-edge limit, and albedo changes due to prolonged or foreshortened snow cover. The most plausible instigator, in terms of extent, persistence and intensity, is an S.S.T. anomaly.

An example par excellance occurs during an El-Niño event. A region of warm surface water (as much as 6°C above normal) covers the central and eastern tropical Pacific Ocean for a period of up to 1 year. The atmospheric response includes a strong local intensification of convection and rainfall in the neighbourhood of the dateline with an accompanying modification of the low level trade winds, and drought events further afield in the tropics. Also striking is the detection from observations of a statistically significant climate response in certain regions of the temperate latitudes. This relationship was first mooted by Walker in the 1930's on the basis of empirical correlation studies. For some regions of North America this effect has now been shown to amount to up to 20% of the winter portion of the inter-annual climate variance. The global scale climate anomaly pattern engendered by an El-Niño event has been incisively interpreted, using a range of circulation models, as an effect of the propagation of wave energy away from the tropical source region. For the large scale atmospheric circulation the wave agency is the so-called Rossby wave.

Thus in these studies of El-Niño there has been an attempt to elucidate the nature of the instigator of climate variation, the amplitude of the atmospheric response, and the atmospheric transmission mechanism. This has provided a firm platform for further study. It is of interest, and irony, to note that this platform was established by the successful amalgam of entrepreneurial correlation

exercises, painstaking diagnostic data analysis and dovetailing theoretical studies.

Final Remarks

It has been underlined in this study that the interactive processes that determine the nature of the climate and climate variations of planet earth are numerous and intricate. The scientific task of understanding these processes poses a formidable challenge. Moreover the possible repercussions of man's activity upon the environment adds urgency to this challenge.

References

A range of recent reports and books that span the topic of climate and its variations are listed below in chronological order.

SMIC Report 1971: «Inadvertent Climate Modification». MIT Press, Cambridge Mass. 291 pp.

- WMO-ICSU Report 1975: «The Physical Basis of Climate Modification». GARP Publication Series, No 16, Geneva, 265 pp.
- NRC Report 1975: «Understanding Climatic Change». National Academy of Sciences, Washington D. C., 239 pp.
- Imbrie, J. and P. K. Imbrie, 1979: «Ice Ages: Solving the Mystery». ENSLAW, New Jersey.
- NRC Report 1982: «Causes and Effects of Stratospheric Ozone Reduction: An Update». National Academy of Sciences, Washington D. C., 39 pp.
- NCR Report 1982: «Solar Variability, Weather and Climate». National Academy of Sciences, Washington D. C., 160 pp.
- NCR Report 1982: «Carbon Dioxide and Climate: A Second Assessment». National Academy of Sciences, Washington D. C., 72 pp.
- WMO Report 1982: «On Potential Climatic Effects of Ozone and Other Minor Trace Gases». WMO Global Ozone Research and Monitoring Project Report No 14, Geneva, 35 pp.
- Hoskins, B. J. and R. P. Pearce 1983: «Large-Scale Dynamical Process in the Atmosphere». Academic Press, London, 397 pp.

Prof. Huw Cathan Davies
Atmosphärenphysik ETH
Hönggerberg HPP
CH-8093 Zürich

CO₂-Anstieg und Klimaveränderung

Ulrich Siegenthaler

Zusammenfassung

In den letzten 150 Jahren ist die atmosphärische Konzentration des Kohlendioxids (CO₂) von etwa 270 ppm auf 340 ppm angestiegen. Die Ursache des Anstiegs sind die Verbrennung fossiler Brennstoffe sowie Entwaldungen und die landwirtschaftliche Nutzung von Böden. Ein weiterer CO₂-Anstieg kann zu globalen Klimaänderungen führen (Treibhauseffekt); die beobachtete Erwärmung der letzten 100 Jahre ist möglicherweise durch das CO₂ verursacht. Die zukünftige Entwicklung hängt vor allem vom Verbrauch fossiler Energieträger ab. Die Auswirkungen sind nur teilweise und nur langsam reversibel, weil das zusätzliche CO₂ aus der Atmosphäre nur langsam in den Ozean verschwinden wird.

Résumé

Pendant les dernières 150 années, la concentration atmosphérique de gaz carbonique (CO₂) a augmenté d'environ 270 ppm à 340 ppm. Cette croissance est causée par la combustion de combustibles fossiles ainsi que par la destruction de forêts et l'exploitation agricole du sol. Une croissance continue peut mener à des modifications du climat global (effet de serre); il semble possible que le réchauffement observé pendant le dernier siècle soit causé par le CO₂. Le développement futur dépend surtout de la production d'énergie par les combustibles fossiles. Les effets ne sont que partiellement et lentement réversibles, parce que le CO₂ additionnel ne passera que lentement de l'atmosphère à l'océan.

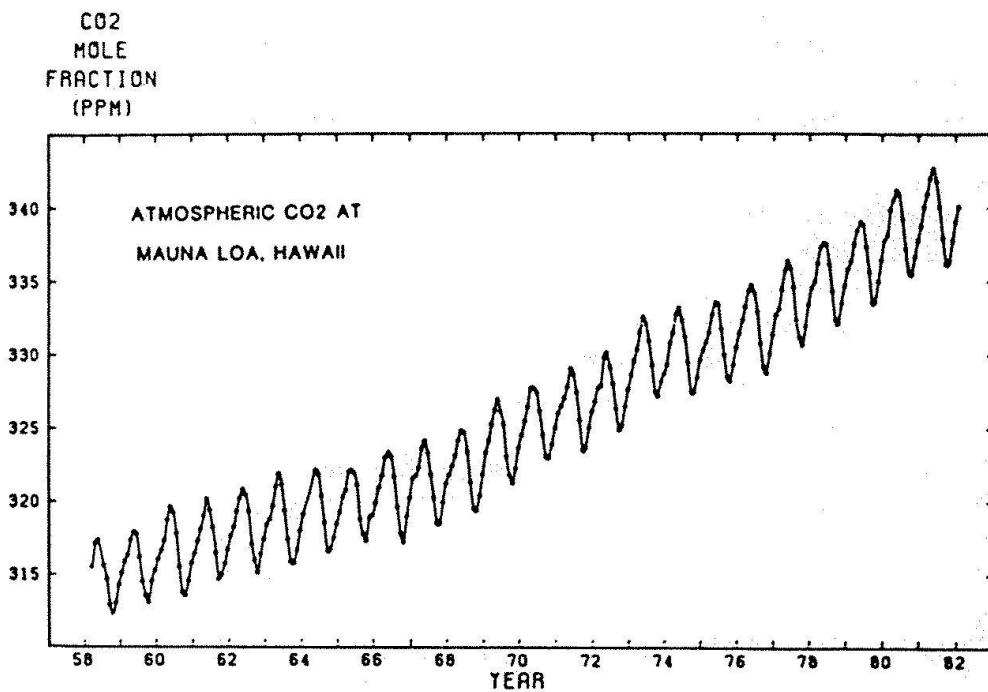


Abb. 1 Atmosphärische CO₂-Konzentration, gemessen im Observatorium Mauna Loa, Hawaii. Einheit: ppm (parts per million; Volumenanteil). Die regelmässigen Jahreschwankungen werden durch den Photosynthese-Respirationszyklus der Vegetation der Nordhalbkugel verursacht.

ENERGIEHAUSHALT DER ERDE

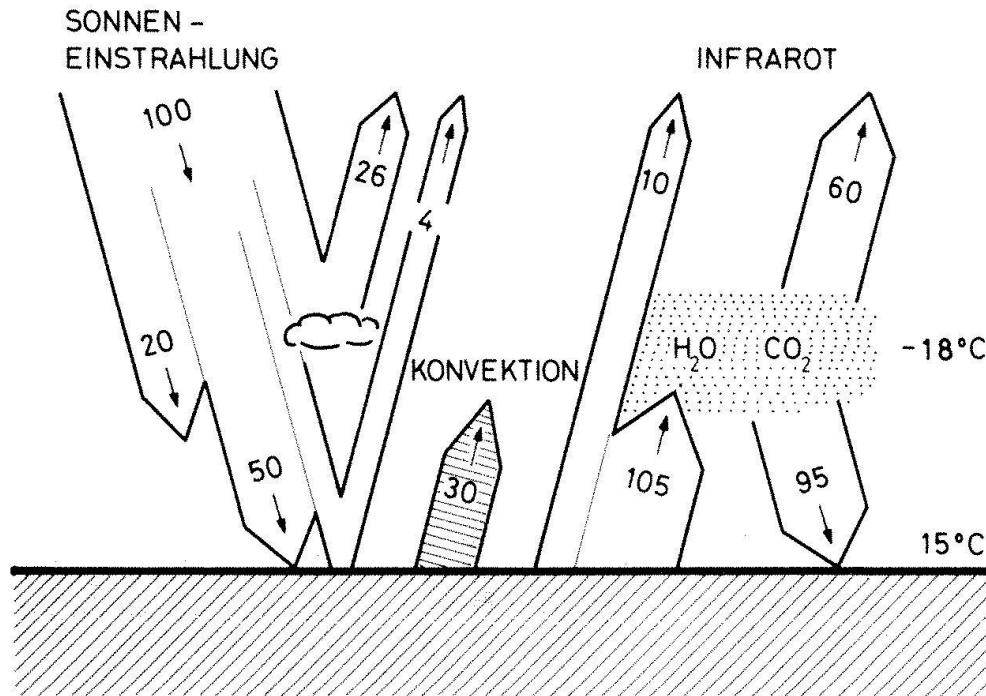


Abb. 2 Energiehaushalt der Erde; Sonneneinstrahlung am oberen Rand der Atmosphäre = 100 Einheiten. Die wolkenfreie Atmosphäre ist durchlässig für Sonnenlicht, aber nur teilweise für Infrarotstrahlung. Zusätzlich zur Sonneneinstrahlung erhält die Oberfläche Infrarot- = Wärmestrahlung aus der Atmosphäre (Treibhauseffekt). Ausstrahlungstemperatur der Erde: -18°C , mittlere Oberflächentemperatur: $+15^{\circ}\text{C}$.

Einleitung

Kohlendioxid (CO_2) ist in der Atmosphäre nur in geringer Konzentration vorhanden. Dennoch ist es in zweierlei Hinsicht für das Leben auf der Erde von grosser Bedeutung. Es ist ein Grundnährstoff für die Pflanzen, die bei der Photosynthese im wesentlichen aus CO_2 und Wasser organisches Material bilden. Zum andern beeinflusst das CO_2 als infrarotaktives Gas das Klima der Erde.

Die Menschheit hat ungewollt in den natürlichen Kohlenstoffkreislauf eingegriffen. Durch die Verbrennung von fossilen Brennstoffen - Kohle, Erdöl und Erdgas - sind riesige Mengen CO_2 produziert worden. In der Folge ist die atmosphärische CO_2 -Konzentration seit Beginn der Industrialisierung von etwa 0,027 % oder 270 ppm (= parts per million) bis 1980 auf 338 ppm angestiegen. Messungen, die seit 25 Jahren von Prof. C.D. Keeling und seinen Mitarbeitern auf Mauna Loa, Hawaii, und am Südpol vorgenommen werden, zeigen die kontinuierliche Zunahme deutlich (Abb. 1). In den letzten zehn Jahren sind zahlreiche weitere CO_2 -Messstationen dazugekommen, die zeigen, dass Mauna Loa und Südpol repräsentativ für die ganze Atmosphäre sind.

Die Veränderung der CO_2 -Konzentration beeinflusst den Strahlungshaushalt der Erde, und ein fortdauernder Anstieg wird vermutlich in absehbarer Zeit zu merklichen globalen Klimaänderungen führen. Modellrechnungen ergeben, dass diese Änderungen auch nach einem CO_2 -Produktionsstopp nur teilweise und nur langsam reversibel sind. Die geschätzten Vorräte an fossilen Brennstoffen entsprechen etwa der achtfachen CO_2 -Menge in der vorindustriellen Atmosphäre. Es stellt sich die Frage, ob diese grossen Vorräte weiterhin unkontrolliert verbraucht werden dürfen.

Der Treibhauseffekt

Der Energiehaushalt der Erde wird bestimmt durch die einfallende Sonnenstrahlung und die von der Erde emittierte Wärmestrahlung (Abb. 2). Rund 30 % der gesamten Einstrahlung wird reflektiert, der Rest von der Atmosphäre oder der Oberfläche absorbiert. Entsprechend der mittleren Temperatur von 288 K (15°C) der Erdoberfläche liegt die Wärmestrahlung im Infraroten. Während die wolkenfreie Atmosphäre für das Sonnenlicht fast völlig transparent ist, absorbieren (und

reemittieren) Wasserdampf, CO_2 und verschiedene Spurengase im Infraroten. Die Reemission erfolgt sowohl nach unten wie nach oben. Somit erhält die Erdoberfläche neben der Sonnenbestrahlung zusätzlich Infrarotstrahlung und ist wärmer als sie es ohne infrarotaktive Gase wäre; dies ist der sogenannte Treibhauseffekt. Die aus der Atmosphäre in den Weltraum ausgesandte Strahlung stammt im Mittel aus mehreren km Höhe, wo es kälter als an der Oberfläche ist. Die Strahlungstemperatur der Erde ist denn auch etwa 33 K niedriger als die mittlere Oberflächentemperatur. Atmosphärisches CO_2 und Wasserdampf wirken also gewissermassen als Wärmeisolation.

Bei einem erhöhten CO_2 -Pegel wird zunächst weniger Infrarot in den Weltraum abgestrahlt. Die Erdoberfläche und die untern Luftsichten erwärmen sich und senden mehr Wärmestrahlung aus, bis sich ein neues Gleichgewicht mit der Sonneneinstrahlung einstellt. Für eine quantitative Abschätzung geht man davon aus, dass die Wärmestrahlung F pro Oberflächeneinheit für einen schwarzen Körper der Temperatur T gegeben ist durch $F = \sigma T^4$. Die Abstrahlung der Erde am obern Rand der Atmosphäre beträgt etwa 240 W/m^2 , entsprechend $T = 255 \text{ K}$ (-18°C). Im Gleichgewicht muss die mittlere Ausstrahlung der Erde gleich dem absorbierten Bruchteil der Sonneneinstrahlung S sein ($A = \text{Albedo}$, Reflexionsvermögen der Erde):

$$S(1 - A) = F = \sigma T^4$$

Detaillierte Rechnungen ergeben, dass bei einer CO_2 -Verdoppelung die Infrarot-Ausstrahlung um etwa $4,4 \text{ W/m}^2$ verringert wird (Augustsson und Ramanathan 1977). Durch Differenzieren erhält man für die relative Infrarot-Flussänderung $\Delta F/F = 4\Delta T/T$; somit muss, um die Infrarot-Flussänderung wettzumachen, die Temperatur zunehmen um

$$\Delta T = \frac{1}{4} \cdot 255 \text{ K} \cdot \frac{4.4 \text{ W/m}^2}{240 \text{ W/m}^2} = 1.2 \text{ K}$$

Verschiedene Rückkopplungseffekte verstärken aber die Temperaturänderung. So nimmt bei einer Erwärmung die Wasser-

dampfkonzentration zu, da die Atmosphäre die Tendenz hat, die relative Feuchtigkeit konstant zu halten. Wasserdampf ist infrarotaktiv und verstärkt den Treibhauseffekt, gemäss Modellrechnungen um etwa einen Faktor 1,7 (Dickinson 1982). Weiter bewirkt die hohe Albedo von Schnee und Meereis eine positive Rückkopplung: Bei der Erwärmung werden gewisse Gebiete frei von Schnee resp. Eis, dort wird die Albedo drastisch verringert und somit mehr Sonnenstrahlung absorbiert. Der Verstärkungsfaktor für diesen Rückkopplungseffekt beträgt etwa 1,2. Unter Berücksichtigung dieser zwei Effekte erhält man für CO_2 -Verdoppelung bei Strahlungsgleichgewicht eine mittlere Erwärmung um etwa 2,4 K.

Diese Abschätzung stimmt gut überein mit den Resultaten von detaillierten Klimamodellen, einschliesslich dreidimensionalen allgemeinen Zirkulationsmodellen, die Werte zwischen 1,5 und 4 K für CO_2 -Verdoppelung vorhersagen. Der relativ grosse Bereich führt daher, dass bezüglich gewisser Prozesse, etwa das Verhalten der Wolkenbedeckung, noch Unsicherheiten bestehen. Dies darf angesichts der Komplexität des globalen Klimasystems nicht erstaunen.

Diese Resultate sind von einzelnen Forschern angezweifelt worden, die für die Temperaturänderung Werte erhielten, die um eine Größenordnung niedriger sind (Idso 1980). Der scheinbare Widerspruch röhrt von zwei Fehlüberlegungen her: erstens von einem unzulässigen Vergleich mit jahreszeitlichen Temperaturvariationen (die durch die Wärmekapazität des Ozeans stark gedämpft sind) und zweitens von der Vernachlässigung wichtiger Rückkopplungseffekte (Wasserdampf-Treibhauseffekt).

Die obige Diskussion geht von der Annahme aus, dass Strahlungsgleichgewicht herrscht. Dieses wird aber bei einer Störung erst nach langer Zeit erreicht; zuerst müssen die verschiedenen Wärmespeicher des irdischen Klimasystems, insbesondere der Ozean, aufgeheizt werden. Abb. 3 zeigt den modellmässig berechneten Temperaturanstieg für den Fall, dass zur Zeit Null eine sprungartige CO_2 -Verdoppelung eintrate. Die grosse Wärmekapazität des Ozeans bewirkt, dass die Gleichgewichtstemperatur erst nach Jahrhunderten erreicht wird. Dies gilt natürlich nicht nur für CO_2 -bedingte, sondern für alle

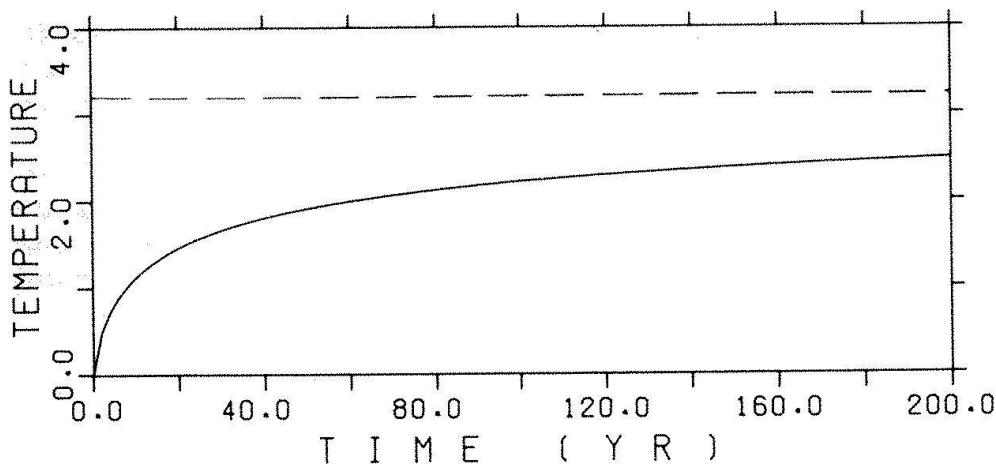


Abb. 3 Modellmässig berechneter Temperaturanstieg für eine plötzliche CO_2 -Verdoppelung zur Zeit 0. Gestrichelt: für Strahlungsgleichgewicht (+ 3,2 K); ausgezogen: unter Berücksichtigung der Wärmekapazität des Ozeans (Siegenthaler und Oeschger 1984).

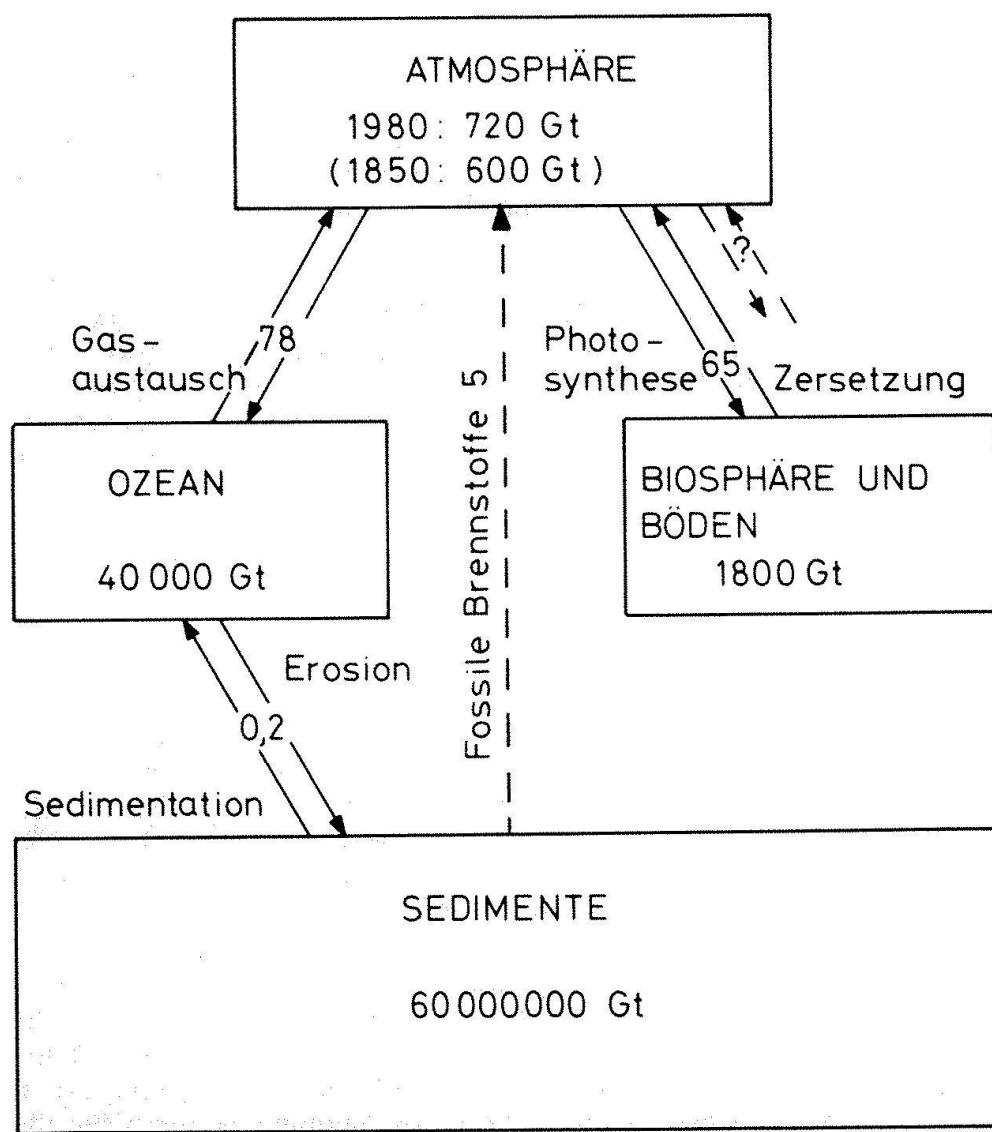


Abb. 4 Kohlenstoffreservoirs und Austauschflüsse. Mengen in Gt C ($1 \text{ Gt} = 1 \text{ Gigatonne} = 10^9 \text{ t}$), Flüsse in Gt C/a. Ausgezogene Pfeile: natürliche Flüsse; gestrichelte Pfeile: zusätzliche Flüsse.

Störungen des Strahlungshaushaltes der Erde.

Neben CO₂ tragen auch Spurengase, die bei verschiedenen menschlichen Tätigkeiten entstehen, wie Stickoxydul (N₂O), Methan und Freone, zum Treibhauseffekt bei. Es ist geschätzt worden, dass sie zukünftig die CO₂-bedingte Temperaturveränderung um mehrere 10% erhöhen könnten.

Der globale Kohlenstoffkreislauf

Das CO₂ der Atmosphäre befindet sich im Austausch mit dem Karbonatsystem des Ozeans sowie mit der Land- und Meeresbiosphäre (Abb. 4). Die Kohlenstoffmengen in Atmosphäre und Ozean sind durch Messungen gut bekannt; schwieriger ist, wegen ihrer Heterogenität, die Abschätzung der Menge für die Biosphäre (Landvegetation). Auch die Sedimente bilden ein riesiges Kohlenstoffreservoir, doch ist der natürliche Austausch mit ihnen so langsam, dass er für das CO₂-Problem vernachlässigt werden kann.

Die heutigen Vorräte an Kohle, Erdöl und Erdgas entstanden über geologische Zeiträume. Ihre Nutzung bedeutet die schnelle Rückführung von sedimentärem organischem Kohlenstoff in die Atmosphäre und zugleich die Zerstörung von Vorräten, die erst in geologischen Zeitspannen wieder nachgebildet werden.

Ein Vergleich der aus fossilen Brennstoffen von 1959 bis 1978 erzeugten Menge CO₂ mit dem atmosphärischen Anstieg zeigt, dass etwa 55% oder gut die Hälfte in der Atmosphäre verblieben ist. Der Rest ist im Ozeanwasser aufgelöst worden, ein kleiner Teil vielleicht auch durch vermehrtes Pflanzenwachstum in die Biosphäre gelangt. Der Ozean könnte an sich wesentlich mehr, fast 90% der produzierten Menge, aufnehmen, doch wird es viele Jahrhunderte dauern, bis das zusätzliche CO₂ in die Tiefsee hinunter gemischt worden ist. Über die CO₂-Austauschrate zwischen Atmosphäre und Ozean sowie die Mischungszeiten des Ozeanwassers weiss man dank ¹⁴C-Messungen an Meerwasserproben aus verschiedenen Tiefen relativ gut Bescheid. Das radioaktive Kohlenstoff-Isotop ¹⁴C (Halbwertszeit 5730 a) wird durch die kosmische Strahlung in der Atmosphäre erzeugt. Gelangt Wasser von der Ozeanober-

fläche in die Tiefe, so wird kein ¹⁴C mehr nachgeliefert und die darin enthaltene Menge ¹⁴C nimmt infolge des radioaktiven Zerfalls nach einer bekannten Gesetzmässigkeit ab; aus dem noch vorhandenen ¹⁴C-Gehalt lässt sich das Alter des Wassers ermitteln, also die Zeit, seit welcher es die Oberfläche verlassen hat. Das Tiefenwasser des Atlantischen Ozeans ist einige hundert, jenes des Pazifischen Ozeans über tausend Jahre alt.

Für den Kohlenstoff-Kreislauf spielt die Pflanzenwelt eine grosse Rolle. Kohlendioxid ist, neben Wasser, das Grundnahrungsmittel für die Pflanzen: Bei der Photosynthese wird es umgewandelt zu organischem Pflanzenmaterial, wobei eine entsprechende Menge Sauerstoff erzeugt wird. Der jahreszeitliche Zyklus der Biosphäre widerspiegelt sich deutlich in der atmosphärischen CO₂-Konzentration (Abb. 1): In der Wachstumsperiode entzieht die Vegetation der Atmosphäre CO₂ und die Konzentration sinkt, im Winter zerfällt organisches Material, wodurch der Atmosphäre wieder CO₂ zugefügt (und Sauerstoff entzogen) wird. Ohne menschliche Eingriffe bleibt die Biomasse im Jahresmittel konstant, so dass die Biosphäre netto weder eine Quelle noch eine Senke für CO₂ darstellt. Ebenso heben sich im Mittel Sauerstoff-Produktion und -Verbrauch (bei der oxidativen Zersetzung von organischem Material) auf; andernfalls würde ja die atmosphärische Sauerstoffmenge allmählich zu- oder abnehmen. In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, dass der Luftsauerstoff nicht in Gefahr ist, weder durch Energienutzung noch durch die Zerstörung von Wäldern. Die dabei verbrauchten Mengen sind immer noch winzig im Vergleich zum gesamten Sauerstoff der Atmosphäre.

Um die CO₂-Aufnahme durch Ozean und den Einfluss der Biosphäre abschätzen zu können, braucht man ein mathematisch-physikalisches Modell des irdischen Kohlenstoff-Kreislaufs. Dabei ist es unmöglich, sämtliche Einzelheiten nachzubilden; man muss sich mit groben Vereinfachungen zufrieden geben. Das Problem besteht darin, die wesentlichen Vorgänge zu erkennen und zu berücksichtigen, aber zugleich auch abzuschätzen, wie gross die Fehler sein könnten, die man durch die notwendigen Vernachlässigungen begeht. Die heute bestehenden Modelle (Broecker et al. 1979, Siegenthaler 1983) simulie-

ren die CO₂-Aufnahme durch den Ozean vermutlich einigermassen richtig. Leider ist es nicht möglich, die CO₂-Zunahme im Meerwasser mit befriedigender Genauigkeit zu messen, denn biologische Prozesse erzeugen räumliche Konzentrationsunterschiede, die gross sind gegenüber den anthropogenen Zunahmen. Jedoch können die Modelle anhand von ¹⁴C-Messungen getestet werden. Durch Verdünnung mit fossilem CO₂ sank die atmosphärische ¹⁴C-Konzentration bis 1950 leicht ab; infolge der Wasserstoffbomben-Tests stieg sie danach stark an. Die CO₂-Modelle erlauben es, auch diese Störungen befriedigend zu simulieren, was das Vertrauen in sie stärkt.

Die Rolle der Biosphäre ist noch nicht sehr gut bekannt. Stark diskutiert wird gegenwärtig, ob nicht durch Waldrodung im grossen Massstab, z. B. in Südamerika, beachtliche Mengen Kohlendioxid in die Atmosphäre gelangen, da ein grosser Teil der zerstörten Biomasse durch Feuer oder durch Vermordern in CO₂ umgewandelt wird. Die Ermittlung dieses CO₂-Flusses in die Atmosphäre ist mit grossen Unsicherheiten behaftet, und die Schätzungen verschiedener Autoren unterscheiden sich zum Teil stark. Die neueren Schätzungen konzentrieren sich in einem Bereich von 1-2,5 Gt C/a (zum Vergleich: Verbrennung fossilen Kohlenstoffs knapp 5 Gt C/a). Eine neue Studie (Richards et al. 1983) schätzt, dass durch Oxidation von lebender und toter Biomasse (inkl. Böden) infolge menschlicher Nutzung von 1860 bis 1920 etwa 29 Gt und von 1920 bis 1978 etwa 33 Gt Kohlenstoff in CO₂ umgewandelt wurden.

Tab. 1. Budget der CO₂-Störungen, in Gt C/a (1 Gt = 10⁹ Tonnen); Mittelwerte für 1970-1978. Die fehlende Senke ist vermutlich in der Landbiosphäre zu suchen (Wiederbewaldung; CO₂-Düngung).

CO ₂ -Produktion	
Fossile Brennstoffe	4.6
Zerstörung von Biomasse	1.0-2.5
	<u>5.6-7.1</u>
Verteilung	
Atmosphäre (beobachtet)	2.5
Ozean (Modellrechnung)	1.8-2.2
	<u>4.3-4.7</u>
Fehlende Senke (Differenz)	
	<u>0.9-2.8</u>

Die Mengen produzierten fossilen Kohlendioxids für die gleichen Zeitspannen betragen 25 Gt resp. 121 Gt C. Vermutlich sind also schon im 19. und frühen 20. Jahrhundert recht grosse Mengen von nicht-fossilem CO₂ in die Atmosphäre gelangt, während der Beitrag aus Fossilenergienutzung noch relativ klein war.

In Tab. 1 ist eine Bilanz für die Störungen der Kohlenstoff-Flüsse gemäss den heutigen Kenntnissen aufgestellt. Einer jährlichen Produktionsrate von 5,6 bis 7,1 Gt C steht ein Kohlenstoffzuwachs in Atmosphäre plus Ozean von 4,3 bis 4,7 Gt C gegenüber; es scheint also eine CO₂-Senke von 0,9 bis 2,8 Gt C/a zu fehlen. Vermutlich ist diese Senke in der Landbiosphäre zu suchen. Einerseits bewirkt die erhöhte CO₂-Konzentration eine vermehrte biologische Produktivität; andererseits wird Kohlenstoff fixiert durch die Wiederbewaldung von früher gerodeten und jetzt nicht mehr landwirtschaftlich genutzten Gebieten (z. B. in gemässigten Breiten der Nordhemisphäre). Der CO₂-Düngungseffekt ist vom Labor her gut bekannt, doch ist nicht klar, wie wichtig er in der Natur ist, wo andere Faktoren – wie Licht oder Platz – begrenzend sind. Es gibt einen indirekten Hinweis darauf, dass die biologische Aktivität in den letzten 25 Jahren stärker geworden ist: Die Amplitude der CO₂-Jahresschwankungen nahm auf Mauna Loa (und an anderen Messstationen) signifikant zu. Dies lässt vermutlich auf eine Intensivierung des Vegetationsumsatzes in der Nordhemisphäre schliessen. Um die bestehenden Wissenslücken zu schliessen, braucht es noch grosse Forschungsanstrengungen betreffend die Rolle der Landbiosphäre, aber auch betreffend das Zusammenspiel von physikalischen, chemischen und biologischen Vorgängen im Ozean.

Bisherige und zukünftige Klimaauswirkungen von CO₂

Sind CO₂-bedingte Klimaänderungen bereits zu beobachten? Diese Frage lässt sich heute noch nicht mit Sicherheit beantworten. Abb. 5 illustriert die Problematik. Die modellmässig berechnete Erwärmung hängt von der vor-industriellen CO₂-Konzentration c₀ ab. Bis vor kurzer Zeit wurde allgemein ein Wert

CO₂-Szenarien

WACHSTUMSRÄTEN: 4 %/R., 2 %/R., 0

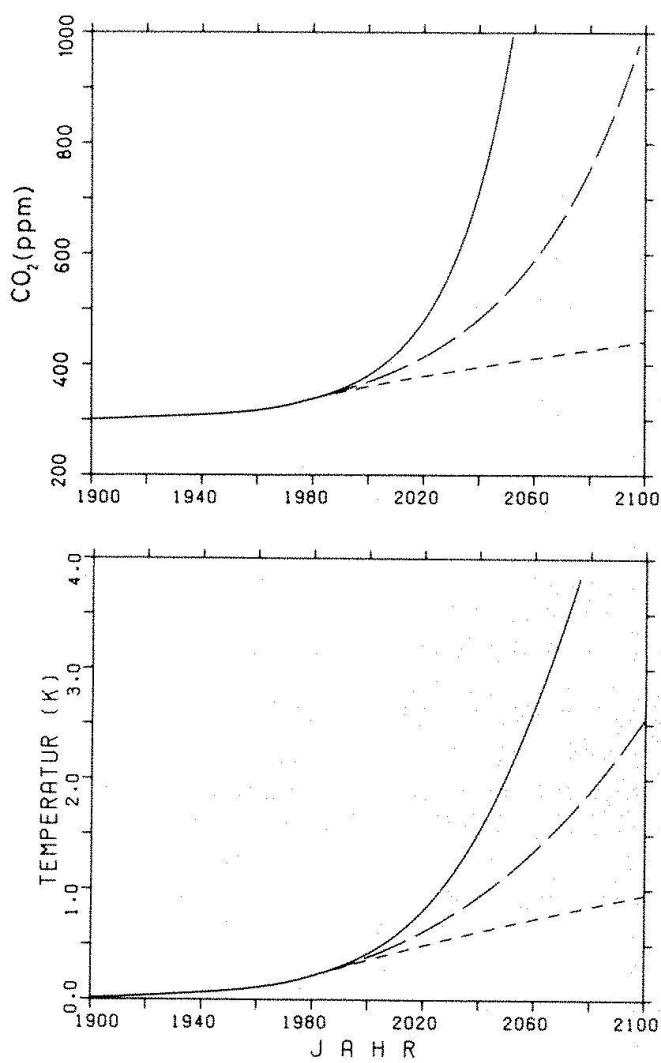


Abb. 5 Beobachteter mittlerer Temperaturverlauf für die Nordhemisphäre («observed»; nach Jones et al. 1982) und modellmäßig berechneter Verlauf infolge des CO₂-Anstiegs. Vorindustrielle CO₂-Konzentration c_0 für die Modellkurven 297 ppm, entsprechend CO₂-Produktion nur aus fossilen Brennstoffen, resp. 265 ppm, gemäß Messungen an Eisbohrkernen.

zwischen 290 und 300 ppm angenommen, was mit einer Rückwärts-Extrapolation der Mauna-Loa-Daten unter der Annahme, dass nur fossile Brennstoffe zum Anstieg beitragen, übereinstimmt. Für $c_0 = 297$ ppm ergibt die Modellrechnung eine Erwärmung um 0,20 K bis 0,26 K bis 1980. Die beiden Werte bilden dabei eine untere und eine obere Grenze, entsprechend den bestehenden Unsicherheiten. (In Abb. 5 ist die Modellkurve für den höheren Temperaturanstieg gegeben.) CO₂-Messungen an Luftblasen in altem Polareis (vgl. Stauffer, in diesem Band) erge-

ben aber einen Wert zwischen 260 und 270 ppm. Diese tiefere Konzentration lässt übrigens darauf schließen, dass bereits im 19. und im frühen 20. Jahrhundert bedeutende CO₂-Mengen in die Atmosphäre freigesetzt wurden, wofür Waldrodungen und Bodennutzung verantwortlich sein müssen.

Für eine angenommene vorindustrielle Konzentration von 265 ppm ergibt die Modellrechnung eine Erwärmung zwischen 0,46 K und 0,62 K. Dabei wurde die Verzögerung durch die Wärmekapazität des Ozeans berücksichtigt.

Der beobachtete mittlere Temperaturtrend für die Nordhemisphäre (Figur 5; nach Jones et al. 1982) zeigt tatsächlich einen Anstieg seit dem Ende des 19. Jahrhunderts. Allerdings verläuft er keineswegs so regelmässig wie die CO₂-Modellkurven: so sank die Temperatur von 1940 bis nach 1960 ab, und weiter sind kurzfristige Schwankungen zu beobachten. Offensichtlich haben neben dem CO₂ noch weitere Faktoren, wie Vulkanstaub in der Stratosphäre oder vielleicht veränderliche Sonnenausstrahlung, das Klima der Erde beeinflusst. Um den CO₂-Effekt nachzuweisen, muss man diese anderen Einflüsse mit einiger Zuverlässigkeit kennen und aus den Beobachtungen herausfiltern. Versuche in dieser Richtung sind unternommen worden (Hansen et al. 1981), doch bleiben noch zu viele Unsicherheiten, um die Erwärmung der letzten 100 Jahre eindeutig als Folge des CO₂-Anstiegs zu bezeichnen. Immerhin entspricht der langfristige Temperaturtrend dem, was aufgrund der Modellrechnungen für einen relativ niedrigen vorindustriellen CO₂-Gehalt erwartet wird. Einigermassen zuverlässige Aussagen dazu dürften in etwa 10 bis 15 Jahren möglich sein.

Mit Hilfe der Kohlenstoffkreislauf- und der Klimamodelle lassen sich zukünftige CO₂-Konzentrationen und die entsprechenden globalen Temperaturänderungen abschätzen. Dabei muss man sich auf Energieszenarien abstützen, die naturgemäß weitgehend Ermessensfragen sind. In Abb. 6 sind CO₂- und Temperaturvorhersagen für drei Szenarien der zukünftigen CO₂-Produktion angegeben (vor 1980: historische Produktionsraten):

- Produktionsrate konstant auf dem Wert von 1980;

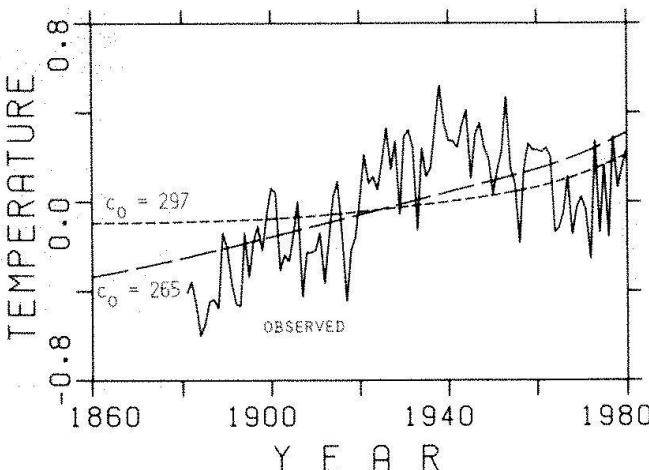


Abb. 6 Modellmässig berechnete CO₂-Konzentration und Temperaturanstieg für drei Energieverbrauchsszenarien: CO₂-Produktion nach 1980 konstant (kurz gestrichelt), exponentiell zunehmend mit Wachstumsrate 2 %/a (lang gestrichelt) resp. 4 %/a (ausgezogen). Die Wärmekapazität des Ozeans ist im Modell berücksichtigt.

- Produktionsrate exponentiell ansteigend, Wachstum 2 %/Jahr;
- Produktionsrate exponentiell ansteigend, Wachstum 4 %/Jahr.

Gemäss dem mittleren Szenario würde eine CO₂-Verdoppelung etwa um 2060 erfolgen, und die mittlere globale Erwärmung betrüge dann etwa 1,4 K (geschätzte Unsicherheit: $\pm 0,7$ K). Diese Erwärmung scheint vielleicht nicht besonders gross, doch zeigt ein Vergleich mit der Klimageschichte das Gegenteil: In den letzten 100000 Jahren lag die Temperatur der Erde nie mehr als etwa 1,5 K über der heutigen. Selbst nach dem mässigen 2 %/Jahr-Szenario riskieren wir also, in 100 Jahren infolge des CO₂-Anstieges eine wärmere Erde als je seit der letzten Zischeneiszeit (ca. 125000 Jahre vor heute) zu haben.

Bemerkenswert in Abb. 6 ist ferner, dass auch bei konstanter Produktion die CO₂-Konzentration und damit die Temperatur weiter ansteigen werden; und selbst bei volligem Produktionsstopp würde die Konzentration nur langsam zurückgehen – so langsam, dass der CO₂-Anstieg als (teilweise) irreversibel bezeichnet werden muss.

3-dimensionale Modelle ergeben in Polargebieten eine wesentlich stärkere Erwärmung als im gemässigten und äquatorialen Breiten. Dies ist für das Meereis von Bedeutung, das relativ empfindlich auf Klimaänderungen

reagiert. Langfristig könnte eine starke Erwärmung zum Abschmelzen der Polareiskappen führen; allerdings wäre dies vermutlich nicht eine Sache der näheren Zukunft, sondern von Jahrhunderten.

Bei klimageschichtlichen Diskussionen spricht man im Zusammenhang mit einer Erwärmung oft von einer Klimaverbesserung. In der Tat mag eine wärmere Erde in einigen Gegenden zu besseren Lebensbedingungen führen. Jedoch haben sich Wirtschaft und Gesellschaft den heutigen klimatischen Bedingungen angepasst; es ist daher zu vermuten, dass eine signifikante Klimaänderung – in welcher Richtung auch immer – sich ungünstig auswirken würde.

Dabei sind andere Klimafaktoren vielleicht wichtiger als die Temperatur. Eine globale Erwärmung wäre wahrscheinlich begleitet von einer Verschiebung der Klimazonen in Richtung Pole, und in den heutigen Landwirtschaftsgebieten würden sich andere Umweltbedingungen, insbesondere eine andere Niederschlagsverteilung, einstellen. Damit würde eine Anpassung an die neuen Bedingungen, z. B. eine Verlagerung von Anbauflächen, innert relativ kurzer Zeit notwendig, was zu ernsten Problemen, insbesondere für die Nahrungsversorgung, führen könnte. Für eine Simulation der Niederschlagsveränderungen sind 3-dimensionale allgemeine Zirkulationsmodelle erforderlich. Erste Resultate liegen vor, doch bestehen bei der Modellierung des atmosphärischen Wasserkreislaufes noch grosse Schwierigkeiten, so dass sie noch nicht zuverlässig sind.

Es stellt sich die Frage, wie die Menschheit auf die Gefahr von globalen Klimaänderungen reagiert. Es bestehen zwei Möglichkeiten: Entweder man akzeptiert die vorausgesagten Klimaveränderungen und versucht sich anzupassen, oder man bemüht sich, eine solche zu vermeiden. Beides bedeutet einen grossen Aufwand. Um einen möglicherweise fatalen CO₂-Anstieg zu vermeiden, darf der globale Fossilenergie-Verbrauch nicht wie bis anhin weiter ansteigen. Dazu sind einerseits Energiesparmassnahmen, andererseits das Ausweichen auf andere Energieformen notwendig. In Anbetracht des Nachholbedarfs der Entwicklungsländer ist es fraglich, ob dieses Ziel erreicht werden kann. Bei einer Anpassungsstrategie andererseits kennt man, jedenfalls beim heutigen Wissenstand, die

zukünftigen Probleme zu wenig genau, als dass man wirksam vorsorgen könnte.

Eine einfache Lösung des CO₂-Problems ist also nicht in Sicht. Eines aber ist klar: Man darf nicht zuwarten, bis die vermuteten Klimafolgen eintreten und erst dann handeln; denn die atmosphärische CO₂-Konzentration wird selbst nach einem völligen Produktionsstopp während vieler Generationen deutlich über dem vorindustriellen Wert bleiben. Die CO₂-Heizung lässt sich nicht einfach wieder abstellen!

Literatur

- Augustsson, T., Ramanathan, V. 1977: A radiative convective model study of the CO₂ climate problem. J. Atmos. Sci., Band 34, 1977, 448-451.
- Broecker, W.S., Takahashi, T., Simpson, H.J., Peng, T.-H. 1979: Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget. Science, Band 206, 1979, 409-418.
- Dickinson, R.E. 1982: Modeling climate changes due to carbon dioxide increases. In «Carbon Dioxide Review: 1982», Herausg. W.C. Clark, 103-133, Clarendon Press (Oxford).
- Hansen, J., Johnson, D., Lacis, A., Lebedeff, S., Lee, P., Rind, D., Russel, G. 1981: Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide. Science, Band 213, 1981, 957.
- Idso, S.B. 1980: The climatological significance of a doubling of earth's atmospheric carbon dioxide concentration. Science, Band 207, 1462/3. - Entgegnungen: Science, Band 210, 1980, 6-8.
- Jones, P.D., Wigley, T.M.L., Kelly, P.M. 1982: Variations in surface air temperatures: Part 1. Northern hemisphere, 1881-1980. Monthly Weather Review, Band 110, 1982, 59-69.
- Richards, J.F., Olson, J.S., Rotty, R.M. 1983: Development of a data base for carbon dioxide releases from conversion of land to agricultural uses. Bericht Institute for Energy Analyses, Oak Ridge Assoc. Univ., Oak Ridge, ORAU/IEA-82-10 (M).
- Siegenthaler, U. 1983: Uptake of excess CO₂ by an outcrop-diffusion model of the ocean. J. Geophys. Res., Band 88, 1983, 3599-3608.
- Siegenthaler, U., Oeschger, H. 1984: Transient temperature changes due to increasing CO₂ using simple models. Annals of Glaciology, Band 5, 1984, 153-159.

PD Dr. Ulrich Siegenthaler
Physikalisches Institut
der Universität Bern
Sidlerstrasse 5
CH-3012 Bern

The Influence of Atmospheric Trace Gases and Aerosols on Climate

Guido Visconti

Summary

Perturbations in atmospheric trace gases other than CO₂ can affect the surface temperature of the Earth. Some of these gases interact chemically with other compounds and thus they can affect the climate both directly by perturbing the radiation field, or indirectly by inducing perturbations in other radiatively active gases. In the first part of the paper the direct radiative effects are reviewed showing how their cumulative effect is comparable to the warming expected due to CO₂ changes. For the indirect radiative effects results from an interactive radiative-convective photochemical model are presented showing that multiple perturbations can particularly affect the ozone depletion expected from use of Chlorofluorocarbons. In the final part of the paper some result concerning the effects of both tropospheric and stratospheric aerosols on climate are reported. It is shown how background aerosols are responsible for a global cooling comparable to the expected warming introduced by a doubling in the CO₂ concentration.

Veränderung des CO₂ Gehaltes erwartet wird. Die indirekten Strahlungseffekte werden anhand von Modellrechnungen erläutert. Sie zeigen, dass das Zusammenwirken verschiedener Spurengase den durch die Chlorofluorokarbonate verursachten Ozonabbau beeinflussen kann. Abschliessend wird der Einfluss der Aerosole in der Troposphäre und Stratosphäre auf das Klima beschrieben. Es wird gezeigt, dass die Hintergrund-Aerosole eine ebenso grosse globale Abkühlung bewirken können, wie der CO₂ Anstieg eine entsprechende Erwärmung.

Résumé

Des perturbations des gaz présents sous forme de traces dans l'atmosphère, autres que le CO₂, peuvent affecter la température de la surface de la Terre. Certains de ces gaz interagissent chimiquement avec d'autres composés, influençant ainsi le climat à la fois directement, en perturbant le champ radiatif, ou indirectement, par réaction avec d'autres gaz actifs radiativement. Dans la première partie de cet article, on fasse en revue les processus radiatifs directs, montrant comment leur effet cumulatif est comparable à un réchauffement présumé dû à une variation du CO₂. Avant aux effets radiatifs indirects, on présente les résultats obtenus par un modèle photochimique interactif et radiatif-convection, qui montre que des perturbations multiples peuvent affecter en particulier la baisse du taux d'ozone attendue à la suite de l'usage des composées organiques chlorées et fluorées. Finalement on présente quelques résultats récents concernant les effets des aérosols sur le climat troposphériques et stratosphériques. On montre comment le fond d'aérosols est responsable d'un refroidissement global comparable au réchauffement auquel on

Zusammenfassung

Auch Veränderungen des Gehalts anderer atmosphärischer Spurengase als CO₂ können die Oberflächentemperatur der Erde beeinflussen. Entweder durch direkte Veränderung des Strahlenhaushaltes oder indirekt über die Beeinflussung anderer strahlungsaktiver Bestandteile durch chemische Reaktionen mit ihnen. Zuerst werden die direkten Strahlungseinflüsse der Spurengase beschrieben und gezeigt, dass deren Gesamteinfluss auf das Klima für mögliche Veränderungen vergleichbar ist mit demjenigen, der bei einer

peut s'attendre en doublant la concentration de CO₂.

Introduction

Trace gases present in the Earth's atmosphere influence its thermal structure. Most of these gases have strong absorption band in the infrared and interact with the IR radiation emitted both by the surface and the atmosphere itself and hence contribute to the greenhouse effect. Among these gases water vapor, carbon dioxide and ozone together account for most of the greenhouse radiative effect. Concern has intensified recently over the possible man made perturbations in CO₂ and O₃. In particular carbon dioxide is likely to produce a global warming as its mixing ratio increase in the atmosphere due to anthropogenic activity.

The atmosphere however contains other trace gases of natural or anthropogenic origin. In particular in the last few years attention has been paid to possible perturbations in the concentration of N₂O, CH₄ and chlorofluorocarbons (CFC), notably CFCl₃, CF₂Cl₂ and CCl₄. All these gases have absorption bands in the infrared which may contribute to the greenhouse effect. However unlike CO₂ some of them have also strong chemical interactions with other atmospheric compounds which can also be radiatively active.

A typical example may be CFC's which could affect the ozone concentration especially in the 30-40 km region. In turn the perturbed ozone will have an effect on both the stratospheric thermal structure and surface temperature. At the same time CFC's themselves directly influence the global radiative balance.

From this example we see that trace gases can have a climatic effect both directly by absorbing infrared radiation, or indirectly via chemical interactions with other radiative active gases.

In this paper we will review briefly some of the direct radiative effects, and after a simple introduction we will present some calculation of a fully chemical interacting model to show the indirect radiative effects. A brief mention will also be made of the effect of atmospheric aerosols.

The direct radiative effects

This review of the radiative effects will be based mainly on two documents, the WMO Report No. 14 and the papers by Chamberlain et al. (1982), Ramanathan (1982), Hansen et al. (1982) and Luther (1982).

The Earth's atmosphere is transparent in the 7-13 μm spectral region and several trace gases have absorption bands in the same region. Table 1 gives a list of the gases we will discuss in this paper together with some rele-

Table 1. Trace gases considered in this paper. For each gas the location of main bands are reported together with the absorptance, A(cm⁻¹), the band intensity S(atm⁻¹cm⁻²), the absorber amount (atm cm) present in the atmosphere (Adapted from WMO, Report n. 14).

molecule	Band (μ)	spectral range (cm ⁻¹)	Absorptance, A	Band Strength, S	amount
CO ₂	15	550- 800	190	220	250
	10	850-1100		0.04	
	4.3	2100-2400		2440	
O ₃	9.6	950-1200	70	340	0.3
	14	600- 800			
CH ₄	7.6	950-1650	55	134	1.2
N ₂ O	16.9	520- 660	37	24	0.2
	7.8	1200-1350		218	
	4.6	2120-2270		1247	
CFC ₁ (CF11)	9.2	800-1200	0.2	1800	1.1×10^{-4}
	11.8				
CF ₂ C ₁ (CF12)	9.1	850-1250	0.5	2200	2.3×10^{-4}
	8.7				
	10.9				

vant spectroscopic data. For a complete list the interested reader may refer to the WMO report. The parameter values shown in this table refer to a particular formulation of the absorption process in which the net flux is calculated according to the relation (Cess and Ramanathan, 1972; Ramanathan, 1976)

$$(1) \quad Q_\lambda = -B_\lambda(T_s)A(0, \infty) - \int B_\lambda(T)dA$$

where Q_λ is the net flux at the wavelength centered on the band of interest, $B(T_s)$ is the Planck function at the surface temperature T_s , and $A(z, z')$ is the absorptance between altitudes z and z' . The total band absorptance can be expressed as

$$(2) \quad A(u) = 2A_0 \ln \left\{ 1 + \frac{u}{(4 + u(1 + 1/\beta))^{1/2}} \right\}$$

where A_0 (cm^{-1}) is the bandwidth parameter, u is the dimensionless optical depth, β is the lineshape parameter. The parameters u and β can be expressed as

$$(3) \quad u = Sw/A_0,$$

$$(4) \quad \beta = \beta_0(p/p_0).$$

In this case S is the band strength in $\text{cm}^{-1} (\text{cm atm})^{-1}$, w is the absorber amount in atm., β is the lineshape parameter calculated for standard atmospheric conditions and p and p_0 are local and reference pressure respectively.

From the above definitions any gas can be characterized by A_0 , S and β_0 . Table 1 also includes values of A for typical unperturbed amount of gases present in the Earth's atmosphere.

The outgoing flux calculated with Eq. (1) and in particular any variation ΔF , due to changes in the mixing ratio of the corresponding gas can be easily related to the change in surface temperature T_s . Following Hansen et al. (1982) we can write for the outgoing total infrared flux:

$$(5) \quad F = \sigma T_e^4$$

where T_e is the equivalent temperature, $T_e = 255 \text{ K}$. If the flux changes by an amount ΔF , we have

$$(6) \quad \Delta T_e / \Delta F = 1/4\sigma T_e^3 = 0.2666 \text{ K}(\text{w/m}^2)^{-1}$$

Changes in the equivalent temperature are simply related to the surface temperature when a fixed lapse rate is assumed. We have

$$(7) \quad \Delta T_s / \Delta F = \Delta T_e / \Delta F$$

Table 2 adapted from Hansen et al. (1982) shows that Eq. (6) holds for almost all trace gases except carbon dioxide. The latter gas requires a much higher change in surface temperature. The reason is that when carbon dioxide increases it also cools the stratospheric temperature, thus decreasing the transmissivity for IR radiation. To restore equilibrium the surface temperature must have a further increase to compensate for the lower transmissivity.

This simple example shows that a more sophisticated approach than Eq. (5) has to be used in order to calculate the climatic effects due to trace gases. In general global radiative equilibrium requires:

$$(8) \quad F(T_s) = S(1 - \alpha_p(T_s))$$

Table 2. Changes in surface temperature resulting from perturbations of trace gases. The Table also reports the computed temperature change between 1970–1980 (Lacis et al. 1981) and between 1960–2010 expected from a more realistic scenario. ΔT_s in this case was calculated from Eq. (5) of Lacis et al. (1981).

Molecule	mixing ratio, X (ppb)	ΔX	$F(\text{Wm}^{-2})$	$\Delta T_s(\text{K})$	$\Delta T_s / \Delta F$	ΔT_s (1970–1980)	X (1960)	X (2010)	$\Delta T_s(\text{K})$
CO ₂	3×10^4	3×10^4	2.57	1.3	0.5	0.14	3.1×10^4	9.8×10^4	1.15
CH ₄	1600	1600	0.37	0.12	0.31	0.032	1300	960	0.19
N ₂ O	280	280	0.91	0.29	0.31	0.016	250	70	0.18
CFC1 ₁	0	2	0.43	0.13	0.29	0.020	0	1.5	0.22
CF ₃ Cl ₂	0	2	0.53	0.15	0.29	0.034	0	1.5	0.27

where α_p is the planetary albedo, S the solar flux and F the outgoing infrared flux. This equation shows explicitly the link between the infrared flux, the planetary albedo and the global average temperature T_s . In particular the albedo α_p could depend on T_s through the so called ice-albedo feedback. Any change ΔT_s will imply a change in both the outgoing infrared flux and the planetary albedo, so we have:

(9)

$$F(T_s + \Delta T_s) = \frac{S}{4} (1 - \alpha_p(T_s + \Delta T_s)) + \Delta Q$$

where

(10)

$$F(T_s + \Delta T_s) = F(T_s) + dF/dT_s \Delta T_s$$

$$\alpha_p(T_s + \Delta T_s) = \alpha_p(T_s) + d\alpha_p/dT_s \Delta T_s$$

and ΔQ is the net change in total flux considering also the flux absorbed in the troposphere and surface. The relation between ΔT_s and ΔQ is now similar to Eq. (7) through a quantity δ called climate sensitivity parameter

(11)

$$\Delta T_s = \delta \Delta Q$$

$$(12) \quad \delta = \left[\frac{dF}{dT_s} + \frac{S}{4} \frac{d\alpha_p}{dT_s} \right]$$

For the simple case considered earlier $\delta = \frac{1}{4} \sigma T_c$

Several studies have been reported on the direct effect of atmospheric trace gases e.g. Donner and Ramanathan (1982), Ramanathan (1975), Lacis et al. (1981), Wang et al. (1976). All these studies suggest that the direct combined effects of trace gases can be comparable to the single effect of carbon dioxide. Lacis et al. (1981) in particular show how in the decade 1970-1980 the combined effect of CH_4 , N_2O , CF11 and CF12 amounts to a warming of 0.1 K compared to 0.14 K for CO_2 . The same authors show that doubling the present concentration of N_2O and CH_4 and an increase up to 2 ppb in CF11 and CF12 will introduce a global warming of 1.5 K as compared to 2.9 K for a doubling of CO_2 . It is to be noted however that the effect of CFC could be underestimated with respect

Table 3. List of trace gases whose perturbations have detectable effect on climate. For each gas the main sources and the sinks are reported, its atmospheric lifetime and the possible increase in tropospheric mixing ratio. This is an update of a similar table shown by Wang et al. (1976).

Species	Source	Sinks	Lifetime	increase (%/year)
N_2O	Anaerobic decay	$\text{N}_2\text{O} + h\nu$ $\text{N}_2\text{O} + \text{O}'(\text{D})$	-100 years ^(a)	0.2(a)
CH_4	Anaerobic decay	$\text{CH}_4 + \text{OH}$ $\text{CH}_4 + \text{O}'(\text{D})$ $\text{CH}_4 + h\nu$	8 years ^(b)	1.4(b)
NH_3	Anaerobic decay	$\text{NH}_3 + \text{OH}$ $\text{NH}_3 + h\nu$ washout	10 days ^(c)	
CO	Fossil fuel oxidation of hydrocarbons	$\text{CO} + \text{OH}$		3(b)
CCl_2F_2	Anthropogenic	$\text{CCl}_2\text{F}_2 + h\nu$	70-80 years ^(a)	6(a)
CCl_3F	Anthropogenic	$\text{CCl}_3\text{F} + h\nu$	70-80 years ^(a)	5.7(a)
SO_2	Oxidation of H_2S combustion	washout	20 days ^(c)	
CCl_4	Natural or Anthropogenic	$\text{CCl}_4 + h\nu$	-50 years ^(a)	2.4(a)

a) Golombek and Prinn (1983)

b) Rasmussen and Kahil (1981)

c) Wang et al. (1976)

to CO₂ because of the different growth rates of their concentration in the atmosphere. This means that when the CO₂ concentration will double, the CFC will reach a much higher concentration than 2 ppb.

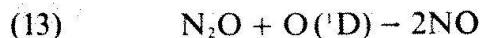
Also shown in Table 2 is the expected warming due to a more realistic scenario for the expected increase in concentration between 1961 and 2010. It can be seen that the effect introduced by trace gases amounts to something more than 43% of the total expected warming.

Indirect climatic effects of trace gases

We will limit the discussion of the indirect climatic effects of trace gases to those gases listed in Table 3. In particular we consider here only the effects of increasing N₂O, CH₄, CF11, CF12 coupled to the increase in carbon dioxide.

a) Nitrous oxide

Nitrous oxide is a source of stratospheric NO_x mainly through the reaction

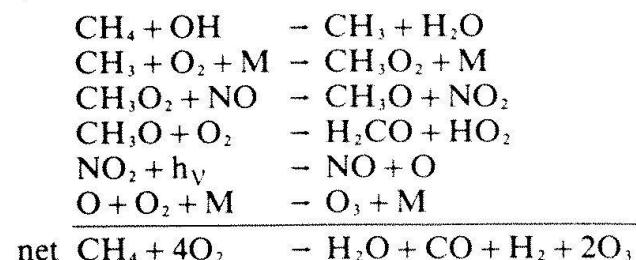


This NO_x source is small (0.3 Tg yr⁻¹, Crutzen and Gidel, 1983) with respect to ground source (20 Tg yr⁻¹). However due to the long residence time of NO_x in the stratosphere, NO_x produced by reaction (13) could actually determine the NO_x abundance in the stratosphere and hence influence ozone abundance. If the N₂O concentration increases a crude approximation would give corresponding NO_x increase in the stratosphere. In the troposphere on the other hand due to decreasing concentration of O(¹D), the production of NO_x from N₂O oxidation has to be compared to other sources e.g. lightning and the industrial production. On the other hand NO_x contributes both to production and loss of odd oxygen. A net loss will occur above the tropopause so that N₂O increase should correspond to a net ozone decrease in the stratosphere, and an increase in the troposphere. This would actually produce a downward shift in the ozone profile and so contribute to a further warming of the surface.

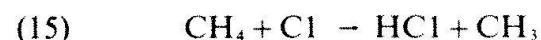
b) Methane

Methane interacts chemically in a number of ways with other atmospheric compounds and its indirect effect on climate are more complex. In the troposphere, oxidation of methane can produce ozone through the so called smog mechanism (Crutzen, 1974).

(14)



Critical to this mechanism is the presence of NO₂ which is responsible for the production of odd oxygen. In the stratosphere methane forms HCl through the reaction

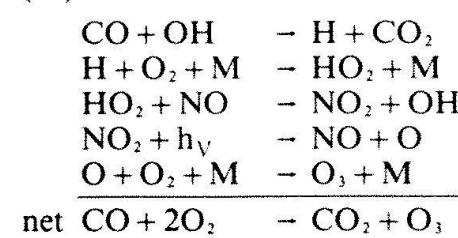


HCl is the only sink for chlorine atoms so that increasing methane could dampen the ozone depletion due to CFC's. Another important effect of methane in the stratosphere is production of H₂O and consequently the production of odd hydrogen. This is however balanced by the first reaction of chain (14). The possible ozone increase due to reaction (15) could provide an additional small contribution to the greenhouse effect.

c) Carbon Monoxide

Carbon monoxide has no direct radiative effects on climate. However its strong interaction, mainly with hydroxyl radicals, makes its perturbation very important. CO may increase due to industrial activity and as for CH₄ its oxidation starts by reacting with OH

(16)



Ozone production however is possible only if the ratio of NO to O₃ is greater than 2x10⁻⁴

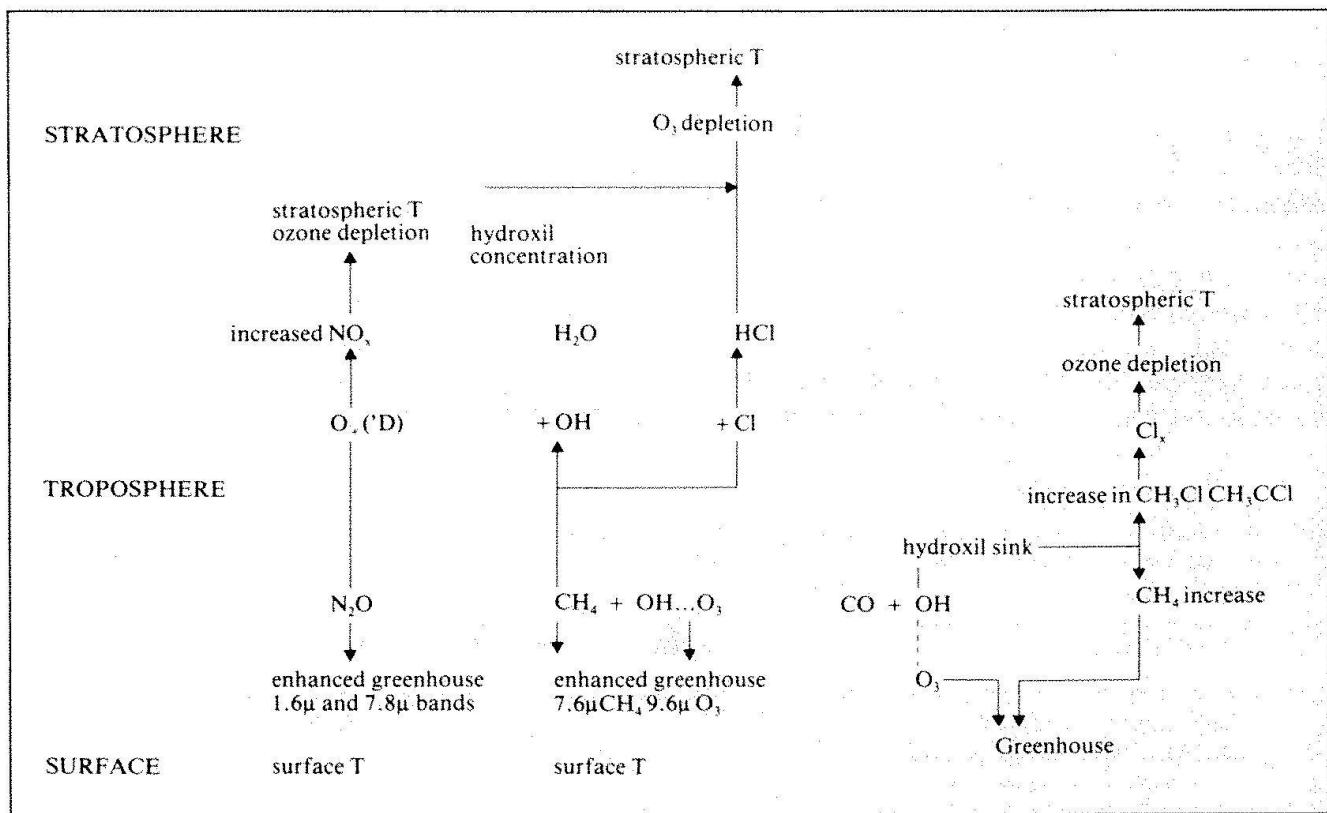


Fig. 1. Summary of the direct effects and indirects of Nitrous Oxide, Methane and Carbon Monoxide on the radiation balance in the atmosphere.

(Crutzen and Gidel, 1983) otherwise oxidation of carbon monoxide will lead to ozone destruction. The most important effect of a CO increase however would be the depletion of OH. This in turn would affect the concentration of CH_4 , CH_3Cl and CH_3CCl_2 , which are destroyed mainly by reacting with OH. As a result an increase in carbon monoxide concentration could lead to an ozone increase in the troposphere accompanied by larger mixing ratios of chlorine bearing gases. This will result in the availability of more chlorine atoms in the stratosphere for the ozone destruction process. Increase in methane concentration will also result in an enhanced greenhouse effect. Fig. 1 summarizes some of the effects we have discussed.

Studies of the effect of such complex interactions can only be carried out using coupled radiative photochemical models (Wuebbles et al., 1983; Callis et al., 1983; Nicoli and Visconti, 1983). We report here some of the results from the model of Nicoli and Visconti (1983). These results illustrate some typical consequences of coupled trace gas

concentrations and are summarized in Table 4. (Notice that all the cases referred to are for the steady state situation.) Some interesting conclusions can be drawn from these results. The simple temperature feedback introduced by the ozone depletion has an important self healing effect. When ozone decreases in the 40 to 50 km region than the UV heating in the same region is reduced. As a consequence temperature in the upper stratosphere decreases more than 10 K. There is a resulting slowing down of the reaction $\text{O} + \text{O}_3$ (which is temperature dependent) and is responsible for most of the ozone destruction. An additional effect of the same kind is introduced by the CO_2 doubling. This doubling brings the depletion figure to 9% in comparison to the 10.9% that would be obtained with no temperature feedback at all. Simple perturbations in methane and nitrous oxide alone also result in ozone and temperature changes. As expected increase in methane concentration corresponds to an ozone increase in the stratosphere (due to enhanced HCl production) and in the troposphere (due to the smog mechanism). The

corresponding temperature changes is a warming of both the troposphere and stratosphere.

The effect of increasing nitrous oxide is to decrease slightly stratospheric ozone (via enhanced NO_x production) which in turn produces a stratospheric cooling. The additional greenhouse effect produces a surface warming of a few tenths of degree.

When perturbations are coupled together the most notable results is the non linearity in both the temperature and ozone changes.

Climatic Impact of Aerosols

We conclude this paper with a discussion of some recent result on the effects of atmospheric aerosols on temperature. Aerosols are present in both the troposphere and stratosphere. Tropospheric aerosols account for most of the atmospheric optical thickness in the visible, but they have a short residence time. Consequently their distribution changes widely depending on local or regional factors. However it is possible to say

Table 4. Summary of the results from coupled perturbations of trace gases on stratospheric and surface temperature, and changes on columnar and local ozone density. These results were obtained with a fully interactive one-dimensional radiative-convective, photochemical model (Nicoli & Visconti, 1983).

Case	Perturbation	Change in temperature (k) stratospheric	Change in temperature (k) surface	Change in ozone (%) columnar	Change in ozone (%) local
1	Stratospheric Chlorine increase from 2.3 to 10 ppb no temperature feedback			- 10.9	- 4.5 at 40 km
2	Same as above with temperature feedback	- 12 at 45 km	0.1	- 9.3	
3	CO ₂ concentration doubled from 320 to 640 ppm		+ 1.8	+ 2.2	+ 28 at 42 km
4	CO ₂ doubled and 10 ppb of Cl _x	- 18 at 45 km	1.67	- 9	- 42 at 40 km
5	Methane concentration doubled	+ 0.5 at 45 km	+ 0.27	+ 1.7	+ 5 at 42 km + 10 at 10 km
6	Nitrous oxide concentration doubled	- 0.7 at 40 km	+ 0.35	- 2.7	- 11 at 40 km
7	doubled N ₂ O, doubled CH ₄ , and 10 ppb of chlorine with no feedback	-	-	- 6.7	- 8 at 40 km
8	doubled N ₂ O, CH ₄ , CO ₂ , and 10 ppb of chlorine	- 16.5 45 km	+ 2.30	- 4.7	- 32 at 40 km

Table 5. Albedo and temperature changes, introduced by the background natural occurring aerosols (Coakley et al. (1983)). Both changes are annual averages.

latitude (deg)	unperturbed albedo	visible optical thickness	perturbed albedo	change in surface temperature (k)
5	0.08	0.16	0.0037	- 2.2
15	0.09	0.16	0.0030	- 2.2
25	0.10	0.16	0.0026	- 2.4
35	0.10	0.12	0.0021	- 2.5
45	0.12	0.12	0.0020	- 2.9
55	0.14	0.12	0.0018	- 3.7
65	0.24	0.07	0.0006	- 4.1
75	0.46	0.07	- 0.0001	- 5.2
85	0.61	0.07	- 0.0004	- 5.5
Average			0.0025	- 2.9

that on a global basis the amounts of tropospheric aerosols is expected to increase. An example is the possible perturbation in the SO_2 content of the troposphere.

Stratospheric aerosols have much longer residence times and considerably smaller optical thickness. The stratospheric aerosol load can be perturbed by catastrophic volcanic eruptions which sometime increase the optical thickness in the visible by up to 0.1, i.e. to values comparable to those produced by tropospheric aerosols. These large injections are transient phenomena, and hence are very useful tools to study the response of the climatic system to perturbations in the radiative field. The main effect of atmospheric aerosols is to change the albedo of the Earth-atmosphere system. This effect however depends on both the nature of the aerosols and the underlying surface. If the reflectivity of the surface is the only parameter, then the effect of the aerosols is to smooth the albedo difference. i.e., the albedo will increase over ocean surface (low albedo) and decrease over land (high albedo). The effect as a function of latitude is more complex because an account has to be taken of the change in average cloud and the effect of increasing zenith angle of the sun. Both factors have a latitudinal dependence. One of the more recent and comprehensive studies on the effect of tropospheric aerosols has been reported by Coakley et al. (1983). In this study detailed radiative calculations show the expected change in albedo introduced by the background, natural occurring aerosols. An energy balance model is then used to assess the effects of the same aerosol on the surface temperature. Table 4, adapted from the work just mentioned, summarizes some of their results. These depend somewhat on the absorbing properties of aerosols. However they indicate an average global cooling of the order of 2-3 K which is comparable to the warming expected by doubling the trace gases concentrations. On a global basis if we refer to Eq. (5) and (9) we would expect, based on a change $\Delta\alpha$ in the albedo, a change $\Delta\alpha_p$ in temperature $\Delta T = \delta S \Delta\alpha_p / \alpha_p$ (with α global average albedo and S the solar constant). Using $\alpha_p = 0.3$ we have $\Delta T = 3.3$ K. The conclusion suggests that background tropospheric aerosols play a very important role in the

thermal balance of the Earth and that perturbations in their optical thickness could result in a global cooling.

This conclusion seems to be supported by some evidence that volcanic eruptions produced a transient global cooling. In this case however the albedo change is introduced by stratospheric aerosols. These are formed in situ from the sulfur bearing gases emitted during the eruption. Stratospheric aerosols by absorbing solar radiation could also produce local heating raising the stratospheric temperature by a few degrees. The most complete simulation of both the surface and local effect is that of Hansen et al. (1978). Based on an optical thickness of 0.1 they were able to reproduce an hemispheric surface cooling of 0.3 K and a stratospheric heating between 4 and 6 K as observed (Newell, 1970; Newell and Weare, 1970; Angell and Korshover, 1977). It is to be noted however that a similar analysis carried out for the 1982 El Chichon eruption did not verify with observations with the same accuracy for either the troposphere or the stratosphere.

The author would like to thank the Swiss Academy of Sciences for inviting him to present this paper at the symposium on Climate Perturbations. The encouragement of Prof. Paul Crutzen of the Max Planck Institute für Chemie is also acknowledged.

References

- Angell, J.K., and J. Korshover, 1977: Estimate of the global change in temperature surface to 100 mb, between 1958 and 1975. *Mon Weather Rev.*, 105, 375-378.
- Callis, L.B., Natarajan, M., and R.E. Boughner, 1983: On the relationship between greenhouse effect, atmospheric photochemistry and species distribution. *J. Geophys. Res.*, 88, 1401-1426.
- Cess, R.D., and V. Ramanathan, 1972: Radiative transfer in the atmosphere of Mars and that of Venus above the cloud deck. *J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer* 12, 933-945.
- Chamberlain, J.W., Foley, H.M., McDonald, G.J. and M.A. Ruderman, 1983: Climate effects of minor atmospheric constituents, in *Carbon Dioxide Review 1982*, W. Clark, Ed. Oxford University Press, pag. 255-277.

- Coakley, J.A., Cess, R.D. and F.B. Yurevich, 1983: The effect of tropospheric aerosols on the Earth's radiation budget: a parameterization for climate models, *J. Atmos. Sci.*, 40, 116-138.
- Crutzen, P.J., 1974: Photochemical reactions initiated by and influencing ozone in unpolluted tropospheric air, *Tellus*, 26, 46-57.
- Crutzen, P.J. and L.T. Gidel, 1983: A two-dimensional photochemical model of the atmosphere 2: the tropospheric budgets of the anthropogenic chlorocarbons CO, CH₄, CH₃Cl, CH₃CCl₃ and the effect of various NO_x sources on tropospheric ozone, *J. Geophys. Res.* 88, 6641-6661.
- Donner, L. and V. Ramanathan, 1980: Methane and nitrous oxide: their effects on the terrestrial climate, *J. Atmos. Sci.*, 37, 119-124.
- Golombek, A. and R.G. Prinn, 1983: A global three dimensional model of the circulation and chemistry of CFCl₃, CF₂Cl₂, CH₃CCl₃, CCl₄ and N₂O, submitted to *Tellus*.
- Hansen, J.E., W.C. Wang and A.A. Lacis, 1978: Mount Agung eruption provides test of a global climate perturbation, *Science*, 199, 1065-1067.
- Hansen, J.E., Lacis, A. and S.A. Lebedeff, 1983: Commentary to Chamberlain et al. (1983), in *Carbon Dioxide Review 1982*, Oxford University Press, pag. 284-289.
- Lacis, A., Hansen, J.E., Lee, P., Mitchel, P. and S. Lebedeff, 1981: Greenhouse effect of trace gases, 1970-1980, *Geophys. Res. Lett.*, 8, 1035-1038.
- Luther, F.M., 1983: Commentary to Chamberlain et al. (1983), in *Carbon Dioxide Review 1982*, W. Clark, Ed., Oxford University Press, pag. 290-295.
- Newell, R.E., 1970: Stratospheric Temperature changes from the Mount Agung volcanic eruption of 1963, *J. Atmos. Sci.*, 27, 977-980.
- Nicoli, M.P., and G. Visconti, 1983: Impact of coupled perturbations of atmospheric trace gases on Earth's climate and ozone, in press, *Pure and Appl. Geophys.*
- Ramanathan, V., 1983: Commentary to Chamberlain et al. (1983), in *Carbon Dioxide Review 1982*, Oxford University Press, 290-295.
- Ramanathan, V., 1976: Radiative transfer within the Earth's troposphere and stratosphere: a simplified radiative convective model, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1330-1346.
- Ramanathan, V., 1975: Greenhouse effect due to chlorofluorocarbons: Climatic Implications, *Science*, 190, 50-52.
- Wang, W.C., Yung, Y.L., Lacis, A.A., Mo, T. and J.E. Hansen, 1976: Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases, *Science*, 194, 685-690.
- Wuebbles, D.J., Luther, F.M., and J.E. Penner, 1983: Effects of coupled anthropogenic perturbations on atmospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, 88, 1444-1456.

Prof. Guido Visconti
Istituto di Fisica, Università degli Studi, L'Aquila
I-67100 L'Aquila (Italia)

Klimainformation aus Eisbohrkernen

Bernhard Stauffer

Zusammenfassung

In polaren Eiskappen sind die Niederschläge der letzten hunderttausend Jahre schön übereinander geschichtet konserviert. Durch Kernbohrungen können Eisproben aus verschiedenen Tiefen und damit mit verschiedenem Alter gewonnen werden. Die Analyse der Eisbohrkerne gibt Auskunft über die klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Eisbildung.

Die Messung der Isotopenverhältnisse der Sauerstoffisotope gestattet beispielsweise die Abschätzung der mittleren Jahrestemperatur. Die Messung der elektrischen Leitfähigkeit, ergänzt mit zusätzlichen chemischen Analysen, erlaubt es, die Auswirkungen von Vulkanausbrüchen nachzuweisen. In den Luftblasen des Eises findet man Proben atmosphärischer Luft. Die Analyse dieser Luft gibt Auskunft über die Zusammensetzung der Atmosphäre zur Zeit der Eisbildung. Mit dem Staub gelangen auch radioaktive Isotope ins Eis. Konzentrationsmessungen langlebiger Isotope können Auskunft über die Aktivität der Sonne geben.

Es werden vor allem Resultate diskutiert, die an einem Bohrkern aus Dye 3 aus Südgrönland gewonnen wurden. Die entsprechende Kernbohrung wurde im Rahmen des internationalen «Greenland Ice Sheet Program» durchgeführt. Im Sommer 1981 erreichte die Bohrung in 2037 m Tiefe das Felsbett. Die Resultate ergeben vor allem interessante Auskünfte über das Klima während der Eiszeit und in der Übergangszeit von der Eiszeit zur Nacheiszeit.

Résumé

Les précipitations des dernières cent mille années sont conservées dans les calottes glaciaires polaires sous la forme de couche su-

perposées. Des forages fournissent des échantillons de glace provenant de couches et ainsi d'âges divers. Leur analyse révèle les conditions climatiques prévalant lors de la formation de la glace.

Par exemple, la mesure des rapports isotopiques de l'oxygène permet d'évaluer la température annuelle moyenne. La mesure de la conductivité électrique, complétée par des analyses chimiques, met en évidence en conséquences d'éruptions volcaniques. On trouve des échantillons d'air atmosphérique dans les bulles d'air de la glace. Leur analyse renseigne sur la composition de l'atmosphère lors de la formation de la glace. Avec la poussière s'introduisent également des isotopes radioactifs dans la glace. La mesure de la concentration de ceux à longue vie peut fournir une information sur l'activité solaire.

On discute surtout les résultats obtenus avec une carotte provenant du forage de Dye 3 au sud du Groenland. Le forage a été exécuté dans le cadre du «Greenland Ice Sheet Program» international. En été 1981, le forage a atteint le lit rocheux à 2037 m de profondeur. Les résultats donnent surtout des renseignements intéressants sur le climat de l'ére glaciaire et de la période transitoire subséquente.

Einleitung

Im Zentrum der grossen polaren Eisschilde Grönlands und der Antarktis fällt Niederschlag ausschliesslich als Schnee. Ein Teil verdunstet, der grössere Teil bleibt liegen und wird von nachfolgenden Schneefällen überdeckt. Unter dem Druck der darüberliegenden Schichten verdichtet sich der Schnee allmählich zu Firn und Eis. In grossen Tiefen verformt sich das Eis infolge der grossen Spannungen. Eisschichten werden zusammengepresst und ausgedünnt, so dass es zum

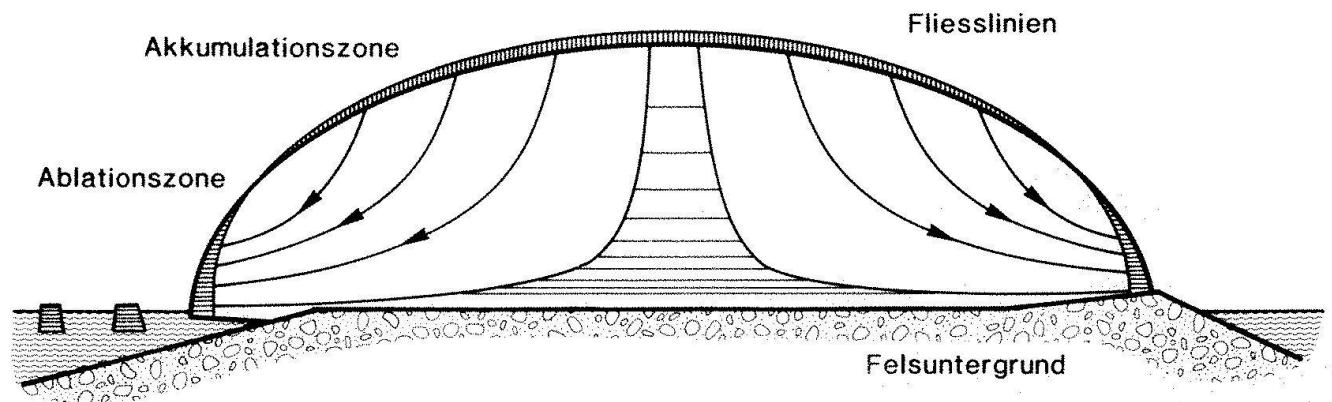


Abb. 1. Schematischer Querschnitt durch einen Eisschild. Vom zentralen Gebiet mit Eiszuwachs (Akkumulationszone) fliesst Eis gegen die Küste hin, wo es in der Ablationszone abschmilzt oder am Rand als Eisberg ins Meer abbricht.

Teil zur Küste hin fliesst (Abb. 1), wo es abschmilzt oder als Eisberg ins Meer abbricht. Falls die Temperaturverhältnisse und die jährlichen Niederschlagsraten über lange Zeit konstant sind, befindet sich der Eisschild im Gleichgewicht; die akkumulierte Schneemenge im Innern wird ständig kompensiert durch die Verluste an der Küste, und der Eisschild ist in Form und Volumen unveränderlich.

In einem Eisschild sind Niederschläge der Vergangenheit somit schön geordnet übereinander geschichtet gelagert. Andererseits ist jeder Schneefall eine Aufzeichnung verschiedener Klimadaten zur Zeit der Deposition. Dieses Archiv von Klimaaufzeichnungen kann erschlossen werden, wenn Eisproben aus verschiedenen Tiefen auf ihre Klimainformation hin untersucht werden.

Die Verformung des Eises bewirkt eine Störung der regelmässig abgelagerten Schichten, die zu berücksichtigen ist. Am übersichtlichsten sind die Verhältnisse bei Vertikalprofilen im Zentrum, nahe von Kreten und Eisdomen. Am Rande der Eisschilde kommen wir zwar in vergleichsweise geringer Tiefe zu Eis beträchtlichen Alters, aber wie der Verlauf der Fliesslinien in Abb. 1 zeigt, wurde das Eis verschiedener Tiefen an verschiedenen Orten des Eisschildes abgelagert, was die Interpretation der Daten erschwert. Das Alter der tiefsten Eisschichten kann mehrere hunderttausend Jahre betragen.

Im Zentrum der Eisschilde steigt die Oberflächentemperatur nie über den Gefrierpunkt. Die Metamorphose der Schneeflocken zu körnigem Schnee und Firn und dann zu Eis erfolgt trocken. Verschiedene Stadien dieser

Metamorphose sind in Abb. 2 schematisch dargestellt. Das mit atmosphärischer Luft gefüllte Porenvolumen wird bei der Metamorphose ständig kleiner. In den oberen Schichten sind die Lufteinschlüsse alle untereinander und mit der offenen Atmosphäre an der Oberfläche verbunden. Erst beim Übergang von Firn zu Eis werden Luftpakete

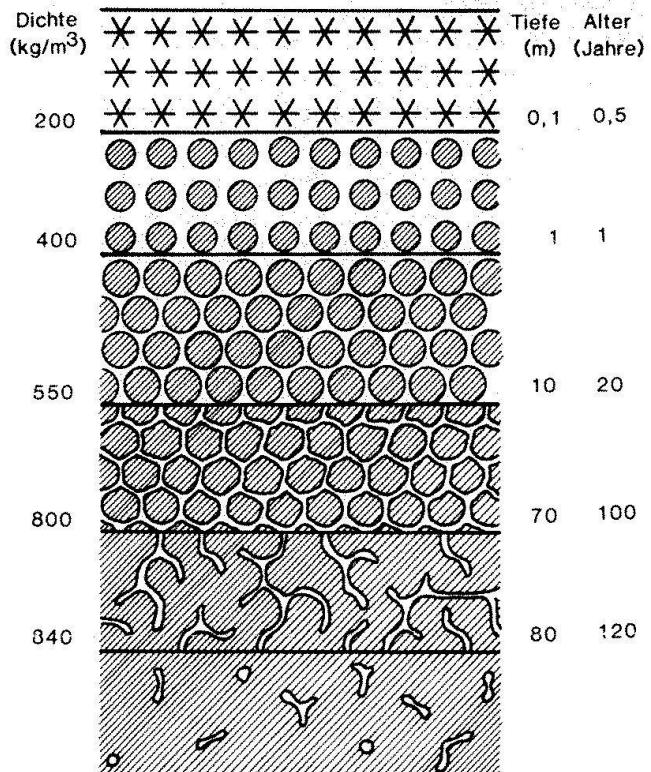


Abb. 2. Schematische Darstellung der Eisbildung durch Sintern von trockenem Schnee. Die Werte für die Dichte gelten allgemein. Die Tiefen und die Alter der verschiedenen Studien variieren sehr stark und hängen vor allem von der jährlichen Akkumulationsrate und von der mittleren Temperatur ab. Die angegebenen Werte gelten ungefähr für Dye 3.

isoliert und als Blasen ins Eis eingeschlossen (Stauffer 1981). Diese Blasen enthalten somit Proben atmosphärischer Luft, die zur Zeit der Eisbildung entnommen wurden. Es ist zu beachten, dass die Zeit der Eisbildung mehrere hundert Jahre nach dem Schneefall erfolgen kann.

Zusammenhang zwischen Klimaparametern und messbaren Eigenschaften des Eises

Klimainformationen liegen im Eis als verschlüsselte Information vor. Während im Zusammenhang mit der Klimgeschichte Parameter wie: Temperatur, Niederschlagsraten, atmosphärische Zirkulation, solare Luminosität usw. interessieren, liegen im Eis Informationen vor über: Isotopenverhältnisse, Staubgehalt, chemische Verunreinigungen, Luftgehalt und -zusammensetzung, Konzentration von Radioisotopen usw.

Im Folgenden soll kurz skizziert werden, wie diese Messgrößen mit den Klimaparametern verknüpft sind.

Die Verhältnisse der stabilen Isotope von Sauerstoff und Wasserstoff ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ und $^{2}\text{H}/^{1}\text{H}$) variieren in engen Grenzen infolge von Fraktionierungen bei Verdunstung und Kondensation. In Niederschlägen hängen sie stark von der Kondensationstemperatur ab. Deshalb weist das Isotopenverhältnis Saisonschwankungen auf. Das mittlere Isotopenverhältnis eines Jahresniederschlages erlaubt eine Schätzung der mittleren lokalen Jahres temperatur (Dansgaard 1964).

Die relative Abweichung des $^{2}\text{H}/^{1}\text{H}$ Verhältnisses von einem Standard ist für eine Eisprobe in erster Näherung proportional zur relativen Abweichung des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnisses. Kleine Abweichungen von dieser Proportionalität treten bei sehr rascher Verdunstung oder der Kondensation bei Übersättigung auf (Jouzel et al. 1982).

Staub gelangt hauptsächlich von eisfreien Küstengebieten und Trockengebieten benachbarter Kontinente über die Troposphäre mit den Niederschlägen oder trocken deponiert auf die Schneeeoberfläche. Der Staubgehalt zeigt in Grönland im Frühling ein Maximum, eignet sich somit zum Abzählen von Jahresschichten. Die Staubkonzentration hängt von der Ausdehnung von benachbar-

ten Trockengebieten und der Häufigkeit sehr starker Winde ab (Hammer et al. 1983). Neben Staub gelangen auch lösliche Verunreinigungen ins Eis. Wichtigste Quellen sind das Meer, Emissionen von Vulkanausbrüchen, biologische Prozesse und in neuer Zeit auch anthropogene Emissionen. Nach Vulkanausbrüchen sind meist die Sulfatkonzentrationen stark erhöht. Natrium und in Perioden ohne Vulkantätigkeit auch das Chlor haben das Meer als Hauptquelle (Herron 1982 b).

Das Volumen der Luft, das bei der Eisbildung in Blasen eingeschlossen wird, ist relativ konstant. Die eingeschlossene Luftmenge hängt somit hauptsächlich vom mittleren Barometerdruck und damit von der Höhe über Meer, in der der Eisbildungsprozess erfolgte, ab (Raynaud et al. 1979).

Die Zusammensetzung der Atmosphäre inklusive ihrer gasförmigen Spurenstoffe sind wie bereits erwähnt praktisch unverfälscht in den Blasen des Eises eingeschlossen.

Radioisotope werden durch die kosmische Strahlung in der Atmosphäre produziert. Je nach Eigenschaft des Radioisotopes wird es entweder an Aerosole angelagert und auf die Schneeeoberfläche deponiert oder vermischt sich, falls gasförmig, mit der atmosphärischen Luft und wird mit ihr in die Blasen des Eises eingeschlossen. Als Folge der Kernwaffentests gelangten auch anthropogen erzeugte Radioisotope in die Polargebiete. Die Radioisotope zerfallen im Eis gemäß ihrer Halbwertszeit. Die Produktion der Radioisotope hängt von der Abschirmung der kosmischen Strahlung durch interplanetare Magnetfelder und damit von der Sonnenaktivität ab (Lal et al. 1967).

In frisch gebildetem Eis beträgt die Korngrösse der Eiskristalle wenige Kubikmillimeter. Mit der Zeit wächst die mittlere Korngrösse. Das Wachstum hängt von der Temperatur ab. In frisch gebildetem Eis sind die Kristallachsen isotrop über alle Raumrichtungen verteilt. Durch Verformung des Eises können sie sich bezüglich Scherflächen bevorzugt ausrichten (Herron et al. 1982 a).

Eis verformt sich nach den Gesetzen realplastischer Körper. Die Flieseigenschaften hängen von der Temperatur, dem Blasengehalt, der Korngrösse und von Verunreinigungen ab. Die Flieseigenschaften in Funktion der Tiefe muss man kennen, um Alter und Her-

$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oder $^{2}\text{H}/^{1}\text{H}$	●	●								●
^{2}H -Ueberschuss			●	●	●				●	
Staubgehalt		●			●	●			●	
$\text{F}, \text{Cl}, \text{SO}_4, \text{NO}_3$		●	●		●	●	●		●	
Kationen			●		●	●			●	
EI., Leitfähigkeit	●	●			●	●				●
Totaler Gasgehalt								●		
Gaszusammensetzung									●	
Radioisotope		●	●		●	●				●
Kristalluntersuchungen				●						●
Verformbarkeit							●		●	
Bohrlochneigung						●		●		
Bohrlochtemperatur	●									
	Oberflächentemperatur	Akkumulation lokal	Akkumulation "global"	H_2O -Gehalt Atmosphäre	Atm. Zirkulation	Vulkantätigkeit	Sonnenaktivität	Eisbergsstoss	Meereisbedeckung	Eismächtigkeit
										Spurengehalt Atm.
										Datierung

Abb. 3. Verknüpfung zwischen messbaren Parametern von Eisbohrkernen mit Klimaparametern. Die Grösse der aus gefüllten Kreise charakterisiert die bisherige Bedeutung der entsprechenden Verknüpfung.

kunft des Eises zu berechnen (Shoji et al. 1983).

Die Temperatur des Eises in einer gegebenen Tiefe hängt von der mittleren lokalen Jahres temperatur zur Zeit der Deposition, vom geothermischen Wärmefluss und von der Reibungswärme infolge Verformung ab. Temperaturunterschiede werden durch Wärmeleitung gedämpft. Die Temperatur in Funktion der Tiefe wird nach erfolgter Kernbohrung im Bohrloch gemessen.

In verschiedenen Zeitabständen nach der Kernbohrung misst man die Neigung des Bohrloches in Funktion der Tiefe.

Abb. 3 versucht die Verknüpfung der einzelnen Messgrössen mit den gesuchten Klimaparametern zu veranschaulichen. Die Skizze macht deutlich, dass eine Messgrösse nur in den seltensten Fällen eine Klimagrösse vollständig beschreiben kann. Erst die Untersuchung möglichst vieler Eigenschaften der Eisproben erlaubt es, anhand der komplexen

Wechselbeziehungen Auskunft über die Klimagrössen zu erhalten.

Bemerkungen zu einigen experimentellen Methoden

Wichtige Fortschritte in der Erforschung der Klimageschichte mit Hilfe von Eisbohrkernen gehen parallel mit der Entwicklung von neuen Techniken der Probenentnahme und mit der Entwicklung neuer und der Verfeinerung bestehender analytischer Messmethoden. Statt die experimentellen Messmethoden hier im einzelnen zu beschreiben, soll lediglich versucht werden, mit einigen Bemerkungen zu einigen Methoden die Entwicklungstendenzen zu zeigen.

Kernbohrungen in grosser Tiefe werden erschwert durch die tiefen Temperaturen ($-30^{\circ} - 50^{\circ}$) und durch das viskose Fliessen des Eises, das ein offenes Bohrloch infolge des hy-

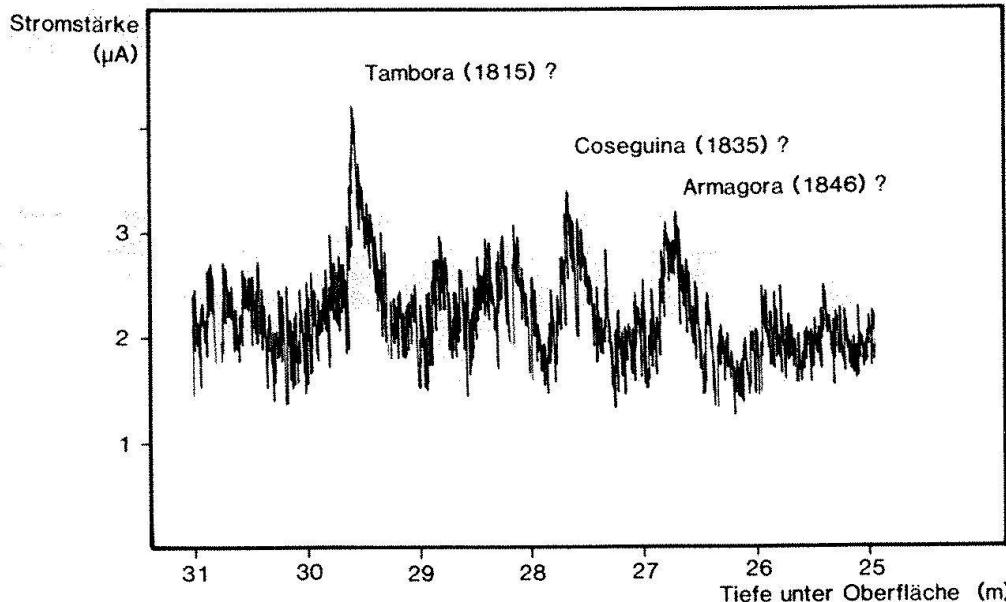


Abb. 4. Elektrische Leitfähigkeit in Funktion der Tiefe eines Firnkernes vom Südpol (Stauffer et al. 1983 a). Die drei deutlichsten Maxima werden Vulkanausbrüchen zugeordnet.

drostatischen Druckes des Eises schliessen würde.

Deshalb müssen dafür neue Bohrer und Bohrtechniken entwickelt werden. Bis anhin wurden erst 4 Kernbohrungen, die mehr als 1000 m Tiefe erreichten, durchgeführt:

- 1966 Camp Century, Nordgrönland, durch die USA.
Felsbett in 1367 m Tiefe erreicht.
- 1968 Byrd Station, Westantarktis, durch die USA.
Felsbett in 2164 m Tiefe erreicht.
- 1982 Vostok, Ostantarktis, durch die UdSSR.
Erreichte Tiefe rund 1500 m (Eisdicke beträgt ca. 3800 m).
- 1981 Dye 3, Südgrönland, durch internationales «Greenland Ice Sheet Program» (GISP), an dem die USA, Dänemark und die Schweiz beteiligt sind. Felsbett in 2137 m Tiefe erreicht.

Für die letztgenannte Bohrung wurde ein neuer mikroprocessor-gesteuerter Bohrer, der hauptsächlich in Dänemark entwickelt und gebaut wurde, verwendet (Gundestrup et al. 1983).

Für die Untersuchung der im Eis gelösten Spurenstoffe eignen sich alle modernen empfindlichen analytischen Methoden, wie beispielsweise: Atomabsorption, Röntgenfluoreszenz und Neutronenaktivierung. Eine moderne Methode verdient aber besondere Erwähnung: die Ionenchromatographie. Sie er-

laubt es, in geschmolzenen Proben die Konzentration verschiedener Anionen (SO_4 , NO_3 , Cl, F) in einem Arbeitsgang zu messen. Die Messtechnik ist so weit entwickelt und vereinfacht, dass Messungen auch im Felde durchgeführt werden können.

Eine weitere, aber unspezifische Nachweismethode von Anionen ist die Messung der elektrischen Leitfähigkeit im Eis. Fährt man mit 2 Elektroden über die gereinigte Fläche eines Eisbohrkernes, dann ist der gemessene Strom sehr gut mit dem pH-Wert der geschmolzenen Probe korreliert, solange der pH-Wert unter 7 liegt. Die Methode erlaubt es, bei sehr guter Auflösung, einen raschen Überblick zu gewinnen (Hammer 1980). Da Messergebnisse dieser Methode später nicht mehr besprochen werden, wird hier in Abb. 4 ein Beispiel vorgestellt (Stauffer et al. 1983 a).

Die Idee, die Zusammensetzung der Atmosphäre und insbesondere deren Gehalt an Spurengasen durch Analyse der in den Blasen des Eises enthaltenen Luft zu bestimmen, ist relativ alt (Scholander et al. 1961). Gerade bei Luftkomponenten, deren Konzentration und Konzentrationsänderungen besonders interessieren (CO_2 , CH_4 , CO und NO_3), erhält man lange Zeit offensichtlich falsche Ergebnisse. Im Falle des CO_2 lieferten Karbonate bei der Schmelzextraktion zusätzliches CO_2 . Erst die Verwendung von Trockenextraktionsmethoden führte zu brauchbaren Ergebnissen. In Bern wird eine Trockenextraktionsmethode in Kombination mit einem Laserabsorptionsspektrometer ver-

wendet. Eine rund 2g schwere Eisprobe wird bei -20° zwischen zwei Nagelbrettern zer- malmt. Die aus den geöffneten Blasen austretende Luft expandiert teilweise in die Absorptionszelle des Spektrometers. Die CO₂-Konzentration in den rund 0,2ml Luft aus 2g Eis kann auf ca. 6ppm genau gemessen werden (Zumbrunn et al. 1982). Um aus der extrahierten Luft das CO₂ abzutrennen und daran das ¹³C/¹²C-Verhältnis oder gar die ¹⁴C-Konzentration zu bestimmen, benötigt man die Luft aus 0,5kg respektive 10kg Eis. In Bern wurde deshalb eine Trockenextraktionsmethode entwickelt, die es gestattet, die Luft aus 0,5kg Eis zu extrahieren.

Durch die kosmische Strahlung produzierte Radioisotope liegen im Eis oft in so geringer Konzentration vor, dass das entsprechende Element aus grossen Mengen Eis extrahiert werden muss, um das Radioisotop über den radioaktiven Zerfall nachzuweisen (Mc Corckell et al. 1967; Oeschger et al. 1976). In den letzten Jahren wurden Nachweismethoden entwickelt, die auf Teilchenbeschleunigern beruhen und die Radioisotope, ähnlich wie beim Massenspektrometer, nachweisen. Die auf einem Beschleuniger basierende Methode ist selektiver und hat einen wesentlich tiefen Untergund als ein herkömmliches Massenspektrometer (Wölfli et al. 1983).

Einige Messergebnisse

Als Beispiel für Messergebnisse und ihre Interpretation sollen Daten von einem kurzen Abschnitt des Eisbohrkerns von Dye 3 diskutiert werden. Abb. 5 zeigt Ergebnisse der ¹⁸O/¹⁶O-Analysen der untersten 300m des insgesamt 2037m langen Bohrkernes (Dansgaard et al. 1983).

In 1786m Tiefe zeigt eine sprunghafte Änderung von tiefen zu höheren ¹⁸O-Werten das endgültige Ende der letzten Eiszeit in der nördlichen Hemisphäre vor rund 10000 Jahren an. In 1815m Tiefe beobachtet man eine fast ebenso markante Änderung, die mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Ende der Kaltzeit des ältesten Dryas vor rund 13000 Jahren entspricht (Oeschger 1983).

Zwischen 1860m und 1890m Tiefe findet man mehrere markante Änderungen der ¹⁸O-Werte. Vergleiche mit Daten vom Eis- kern von Camp Century und mit Daten von

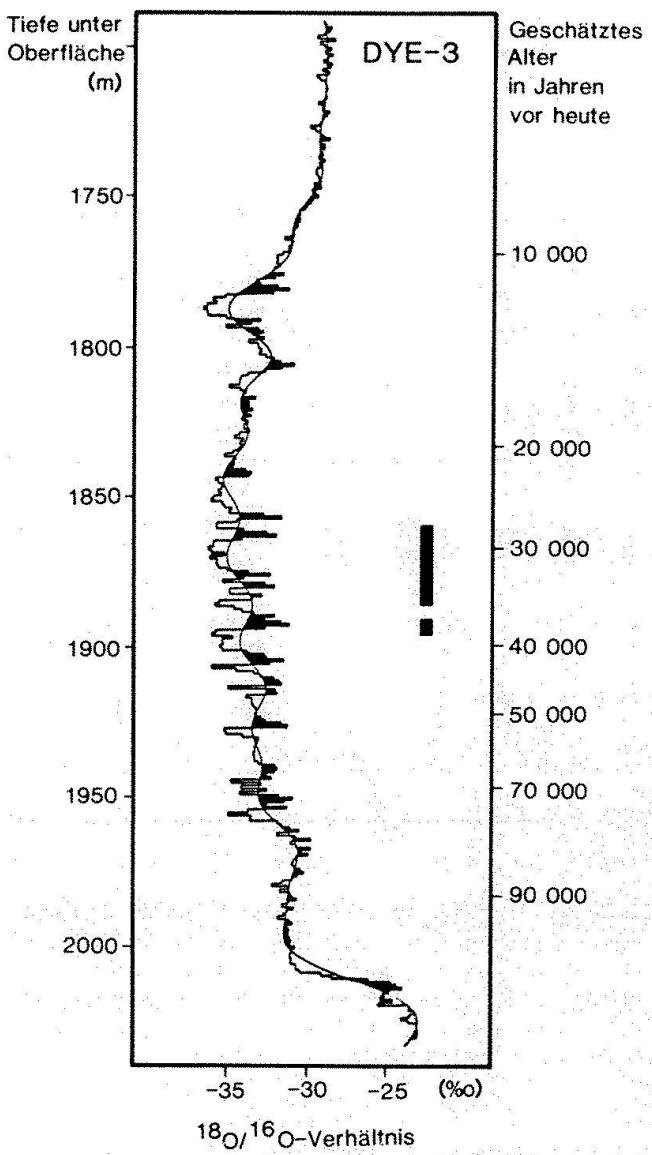


Abb. 5. $\delta^{18}\text{O}$ -Profil der untersten 300m der insgesamt 2037m Bohrkerne von Dye 3, nach Dansgaard et al. (1982) mit Änderungen. Die Markierung rechts vom Profil kennzeichnet die Abschnitte, die in dieser Arbeit diskutiert werden.

Bohrkernen von Tiefseesedimenten ergeben für den 30m langen Abschnitt ein geschätztes Alter von 30000 Jahren für das obere und von 40000 Jahren für das untere Ende (Dansgaard et al. 1983). Die markante Änderung der ¹⁸O-Werte deutet darauf hin, dass das Klima mehrmals zwischen zwei Zuständen hin- und hergependelt ist. Der Zusammenhang von ¹⁸O-Werten und mittlerer Jahrestemperatur ist nicht eindeutig, da die ¹⁸O-Werte auch vom Verhältnis Sommer- zu Winterniederschlägen, von der Meereisbedeckung usw., abhängen. Deshalb können keine zuverlässigen Werte für Temperatur-

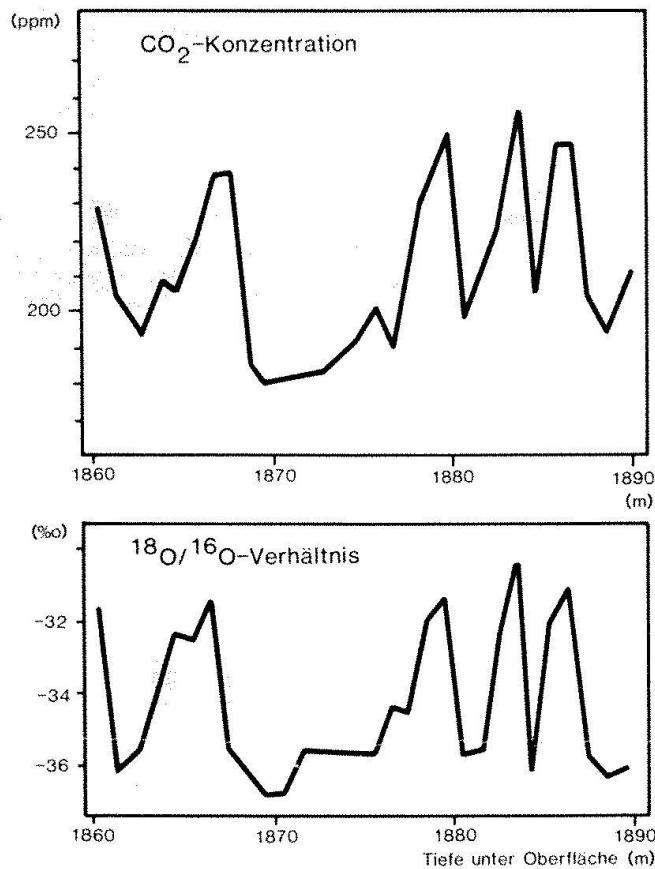


Abb. 6. CO_2 -Konzentrationen und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, gemessen an Eisproben von Dye 3. Die 30 m entsprechen ungefähr 10000 Jahren (Stauffer et al. 1983). Die Kurve verbindet bei den CO_2 -Konzentrationen Mittelwerte mehrerer Messungen der gleichen Tiefe, bei den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten einzelne Messresultate.

änderungen angegeben werden. Um die mögliche Größenordnung abzuschätzen, sei aber darauf hingewiesen, dass heute in Grönland Stationen, deren mittlere Jahrestemperatur 6°C auseinanderliegen, einen Unterschied des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes des Jahresniederschlages von rund 5 % aufweisen (Dansgaard 1964). In Abb. 6 sind Daten von CO_2 -Konzentrationsmessungen an aus Eis extrahierten Luftproben dargestellt (Stauffer et al. 1983). Sie zeigen, dass mit grosser Wahrscheinlichkeit die CO_2 -Konzentration der Atmosphäre parallel zu den Klimaschwankungen variiert hat. Die CO_2 -Konzentration der Atmosphäre beeinflusst den Strahlungshaushalt der Erde und damit die Temperatur der Erdoberfläche. Gemäss Modellrechnungen kann eine Änderung der CO_2 -Konzentration um einen Faktor 1,4 eine globale Temperaturänderung von 1°C bis $1,5^\circ\text{C}$ bewirken (Augustsson et al. 1977). In hohen Breiten wäre eine Temperaturerhöhung noch zweimal bis dreimal gröss-

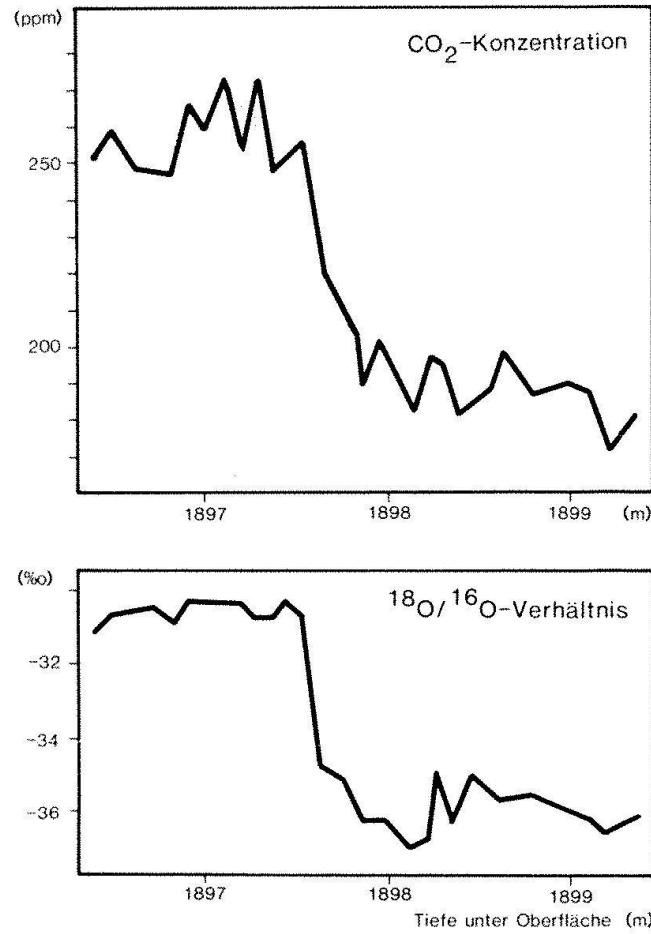


Abb. 7. CO_2 -Konzentrationen und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, gemessen an Eisproben von Dye 3. Die 3 m entsprechen ungefähr 1000 Jahren (Stauffer et al. 1983).

ser als im globalen Mittel. Die Schwankungen der atmosphärischen CO_2 -Konzentration könnten also durchaus eine wichtige Rolle bei den Klimaänderungen gespielt haben. Um die Frage zu klären, ob CO_2 -Schwankungen Ursache oder Folge der Klimaschwankungen waren, sollte man den genauen zeitlichen Verlauf beider Variationen kennen. Eine Untersuchung mit besserer Auflösung (Abb. 7) zeigt, dass sich beide Größen gleichzeitig, jedenfalls innerhalb von 0,3 m, was ungefähr einem Jahrhundert entspricht, ändern. Die Gleichzeitigkeit der Ereignisse lässt vermuten, dass sie beide eine gemeinsame Ursache haben.

In Frage kommt eine Änderung der Ozeanzirkulation. Die atmosphärische CO_2 -Konzentration ist im Mittel im Gleichgewicht mit dem CO_2 -Partialdruck der Ozeanoberfläche. Im tiefen Ozean entspricht der CO_2 -Partialdruck einer Konzentration von rund 1000 ppm, ist also einigemale grösser als an

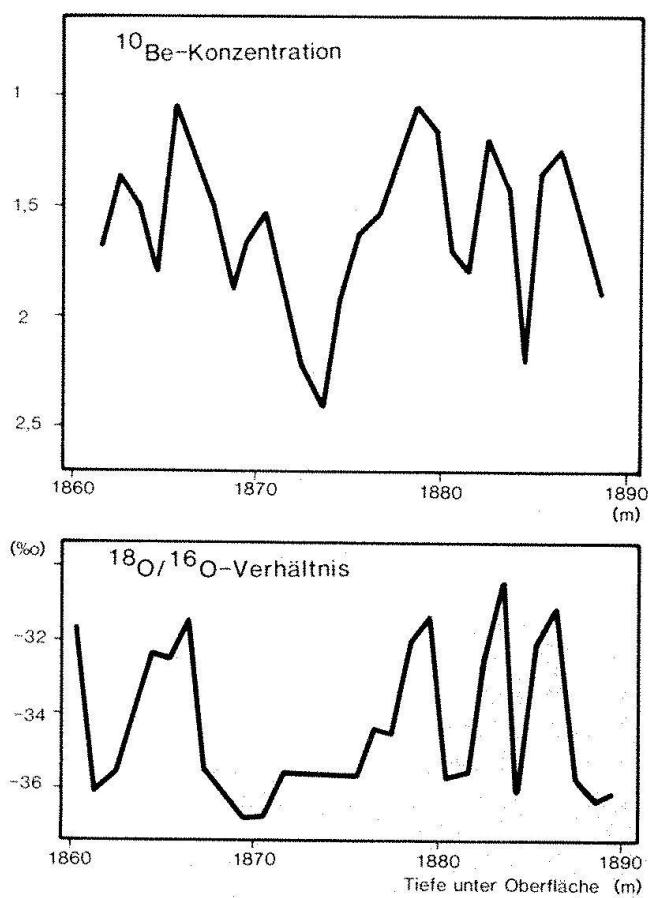


Abb. 8. ^{10}Be -Konzentrationen und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, gemessen an Eisproben von Dye 3 (Beer et al. 1983 b). Die ^{10}Be -Konzentrationen sind in Einheiten von 10^4 Atomen pro Gramm Eis angegeben.

der Oberfläche. Der Unterschied kommt durch die biologische Aktivität der Oberflächenschicht zustande, die ihrerseits von der Verfügbarkeit von Phosphat und Nitrat abhängt (Broecker 1983). Eine Änderung der vertikalen Zirkulation des Ozeans kann die Karbonatchemie und den CO_2 -Partialdruck in der Oberflächenschicht und damit auch die atmosphärische CO_2 -Konzentration verändern. Eine schnelle Änderung der Ozeanzirkulation kann deshalb durchaus eine schnelle Änderung des CO_2 -Gehaltes der Atmosphäre und parallel dazu eine klimatische Änderung, die durch die CO_2 -Variation noch verstärkt wird, auslösen.

In Abb. 8 sind ^{10}Be -Konzentrationen von Eis für den gleichen Abschnitt aufgetragen (Beer et al. 1983). Das Radioisotop ^{10}Be wird durch die kosmische Strahlung in der Atmosphäre produziert. Es wird an Aerosole angelagert und mit diesen nach 1-2 Jahren Aufenthaltsdauer in der Atmosphäre auf der Erdoberfläche deponiert, wo dann das ^{10}Be entsprechend seiner Halbwertszeit von 1,5

10^6 Jahren zerfällt. Die Konzentration in Eis hängt von der Produktionsrate, von der weiträumigen Niederschlagsrate und wegen des Zerfalls vom Alter des Eises ab. Die Variationen zwischen 1860 m und 1890 m Tiefe sind hauptsächlich durch Veränderungen der Niederschlagsraten und durch Änderungen der Produktionsrate bedingt. Die Untersuchungen weiterer Eigenschaften des Eises sollten helfen, die Frage zu klären, welcher Anteil der Variation auf veränderte Produktionsrate und welcher Anteil auf veränderte Zirkulations- und Niederschlagsverhältnisse zurückzuführen ist. Es ist allerdings zu beachten, dass verschiedene Eigenschaften des Eises Auskunft über die lokalen Akkumulationsraten geben, die ^{10}Be -Konzentration aber unter Umständen durch eine weiträumige Änderung der Niederschlagsraten beeinflusst wird. Beer und Mitautoren (1983 b) kommen aufgrund bisheriger Ergebnisse zum Schluss, dass die in diesem Fall beobachteten Variationen zum grossen Teil, aber nicht ausschliesslich, durch veränderte Niederschlagsverhältnisse bedingt sind. Der heutige Wert der ^{10}Be -Konzentration entspricht den tiefsten Werten des diskutierten Abschnittes. Korrelationen von Änderungen der ^{10}Be -Konzentration an anderen Bohrkernen mit Änderungen der Sonnenaktivität zeigen, dass Variationen der Produktionsraten Konzentrationsänderungen bis 50 % verursachen können (Beer et al. 1983 a; Beer et al. 1983 c).

Unsere dänischen Kollegen haben im betrachteten Abschnitt auch detaillierte Untersuchungen des Staubgehalts vorgenommen. Der Staubgehalt in den «kalten» Phasen beträgt rund 1,5-2 mg/kg Eis (Dansgaard et al. 1983), in den warmen Phasen ist er rund achtmal kleiner. Zum Vergleich beträgt der Staubgehalt in Eis aus der Nacheiszeit rund 0,05 mg/kg Eis, ist also nochmals rund fünfmal geringer als während der «warmen» Phasen des hier diskutierten Abschnittes. Am Ende einer Kaltphase in unserem Abschnitt beginnt die Staubkonzentration zu sinken, bevor die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ändern; am Ende einer Warmphase beginnen sie erst langsam zu steigen, nachdem die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte das tiefe Niveau bereits erreicht haben (Dansgaard et al. 1983). Ein Teil der Variation kann veränderlichen Niederschlagsraten, ein anderer einer veränderlichen Häufig-

keit starker Winde zugeschrieben werden. Beim Niederschlag spielen lokale, aber auch weiträumige Änderungen eine Rolle.

Von unseren amerikanischen Kollegen liegen erste detaillierte Daten der Messung löslicher Komponenten aus dem Abschnitt vor. Untersuchungen an einem Segment zwischen 1879 und 1881 m Tiefe ergeben, dass parallel zum Wechsel von hohen zu tiefen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten die Konzentration von Nitraten nicht wesentlich ändert, die Konzentration von Chlor um etwas weniger als einen Faktor zwei, diejenige von Sulfat um einen Faktor vier steigt (Langway und Finkel, persönliche Mitteilung). Herron (1983) gibt an, dass in Zeiten geringer Vulkantätigkeit die SO_4 -Konzentration sehr gut mit der lokalen Akkumulationsrate in Antikorrelation ist. Dies würde bedeuten, dass die lokale Niederschlagsrate während der Kaltphasen viermal geringer war als während der Warmphasen. Dies würde auch einen Teil der Erhöhung der Staubkonzentration erklären. Erhöhte Sturmtätigkeit könnte für eine zusätzliche Verdopplung der Staubkonzentration und für eine Verdoppelung der von der lokalen Niederschlagsrate unabhängigen Chlorkonzentration verantwortlich sein. Die ^{10}Be -Daten deuten eher auf eine kleinere Schwankung der Niederschlagsraten zwischen Kalt- und Warmphasen hin. Es ist jedoch erstens zu beachten, dass Niederschlagsraten lokal und weiträumig verschieden variieren können und dass zweitens die Konzentration von Staub, löslichen Komponenten und ^{10}Be auch von der atmosphärischen Zirkulation abhängen.

Selbst für den kleinen Abschnitt des Eiskernes von Dye 3 stehen noch viele Resultate aus. Alle gewonnenen Resultate haben zudem nur provisorischen Charakter, bevor sie nicht an weiteren Eiskernen verifiziert werden können. Trotzdem soll versucht werden, aus den bisherigen Daten eine spekulative Aussage über das Klima zwischen 40000 bis 30000 Jahren vor heute zu machen:

- Das Klima pendelte zwischen zwei Klimazuständen.
- Die mittlere Periodendauer der Pendelung liegt zwischen 2000 und 3000 Jahren.
- Die mittlere Jahrestemperatur war in den warmen Phasen rund 6°C höher als in den kalten.

- Die jährlichen Niederschlagsraten waren in den warmen Phasen zwei- bis viermal grösser als während der kalten.
- In den Kaltphasen haben häufigere oder heftigere Stürme mehr Staub und Seesalzpartikel auf das Inlandeis transportiert.
- Die Klimapendelungen könnten durch eine Änderung der Ozeanzirkulation ausgelöst und durch CO_2 verstärkt worden sein.
- Ob die Klimapendelungen von aussen, beispielsweise durch eine veränderliche Luminosität der Sonne, ausgelöst wurden, oder ob es sich um eine Art Eigenschwingung des Systems Atmosphäre-Hydrosphäre-Kryosphäre handelt, kann noch nicht bestimmt werden.

Auch diese provisorischen Daten zeigen, welcher Datenreichtum in Eiskernen archiviert ist. Aus den Daten kann nicht nur die Klimgeschichte rekonstruiert, sondern es können auch Klimamechanismen studiert werden. Man wird in Zukunft globale Klimamodelle daraufhin testen müssen, ob sie Klimaschwankungen und Pendelungen, in dem Ablauf, wie sie in Eiskernen aufgezeichnet sind, beschreiben und erklären können.

Literatur

- Augustsson, T., Ramanathan, V. 1977: A radiative convective study of the CO_2 climate problem. *Atmos. Sci.* 34, p. 448-451.
Beer, J., Andrée, M., Oeschger, H., Stauffer, B., Balzer, R., Bonani, G., Stoller, Ch., Suter, M., Wölfl, W., 1983 a: Comparison of ^{10}Be and ^{14}C variations. In Stuiver M. and Kra R. eds. International Radiocarbon Conf. 11th, Proceedings. Radiocarbon, vol. 25, p. 269-278.
Beer, J., Oeschger, H., Andrée, M., Bonani, G., Suter, M., Wölfl, W., and Langway, C.C.: Temporal variations in the ^{10}Be concentration levels found in the Dye 3 ice core, Greenland, Proc. Symp. Ice and Climate Modeling, Evanston, Ill., USA, June 1983. *Annals of Glaciology*, vol. 5, p. 16-17.
Beer, J., Siegenthaler, U., Oeschger, H., Andrée, M., Bonani, G., Suter, M., Wölfl, W., Finkel, R.C., and Langway, C.C.: Temporal ^{10}Be variations. Cosmic Ray Conf., Bangalore, August 1983 c.
Broecker, W.S. 1983: The Ocean. *Scientific American*, Sept. 1983, p. 100-112.
Dansgaard, W.: Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-468, 1964.
Dansgaard, W., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Johnsen, S.J., Kristindottir, P.M., and Reeh, N.: A new Greenland deep ice core. *Science*, 218, 1273-1277, 1982.

- Dansgaard, W., Johnson, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U., and Oeschger, H.: North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. Geophysical Monograph 29, Maurice Ewing vol. 5, p. 288-298.
- Gundestrup, N., Johnsen, S.J., and Reeh, N.: Istuk, a new deep core drill system, Proc. 2nd Intern. Symp. Drilling Technol. To be published by U. S. Army Cold Regions and Engineering Laboratory, Hanover, N.H., 1983.
- Hammer, C.U.: Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radio-echoes. *J. Glaciol.*, 25, 359-372, 1980.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Neftel, A., Kristindottir, P., and Johnson, E.: Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core. Am. Geophys. Union Meeting, Philadelphia May-June, 1982. To be published, A.G.U. Special vol., 1983.
- Herron, S.L., and Langway, C.C., Jr. 1982 a: A comparison of fabrics and texture at Camp Century, Greenland and Byrd Station, Antarctica. *Annals of Glaciology*, vol. 3, p. 118-124.
- Herron, M.M. 1982 b: Impurity sources of F^- , Cl^- , NO_3^- and SO_4^{2-} in Greenland and Antarctic precipitation. *Journal of Geophysical Research*, vol. 87, No. C4, p. 3052-3060.
- Herron, M.M., and Langway, C.C., Jr. 1983: Chloride, nitrate, and sulfate in the Dye 3 and Camp Century, Greenland ice cores. Am. Geophys. Union Meeting, Philadelphia, May-June, 1982. To be published, A.G.U. Special volume.
- Jouzel, J., Merlivat, L., Lorius, C. 1982: Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. *Nature*, vol. 299, p. 688-691.
- Lal, D., Peters, B. 1967: Cosmic ray produced radioactivity on earth. Flügge, S., ed. *Handbuch Physik*. Berlin, Springer, v. 462, p. 551-612.
- McCorkell, R., Fireman, E., Langway, C. 1967: Aluminum-26 and Beryllium-10 in Greenland ice. *Science*, vol. 158, p. 1690-1692.
- Oeschger, H., Stauffer, B., Bucher, P., Moell, M. 1976: Extraction of trace components from large quantities of ice in bore holes. *Journal of Glaciology*, vol. 17, p. 117-128.
- Oeschger, H., Beer, J., Siegenthaler, U., Stauffer, B., Dansgaard, W., and Langway, C.C.: Late-glacial climate history from ice cores. *Geophysical Monograph* 29, Maurice Ewing Volume 5, p. 299-306.
- Raynaud, D., Lebel, B. 1979: Total gas content and surface elevation of polar ice sheets. *Nature*, vol. 281, No. 5729, p. 289-291.
- Scholander, P.F., Hemmingsen, E.A., Coachman, L.K., Nutt, D.C. 1961: Composition of gas bubbles in Greenland icebergs. *Journal of Glaciology*, vol. 3, p. 813-822.
- Shoji, H., and Langway, C.C., Jr.: Mechanical properties of fresh ice core from Dye 3, Greenland. Am. Geophys. Union Meeting, Philadelphia, May-June 1982. To be published, A.G.U. Special vol., 1983.
- Stauffer, B. 1981: Mechanismen des Luftein schlusses in natürlichem Eis. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, vol. 17, p. 17-56.
- Stauffer, B., Hofer, H., Oeschger, H., Schwander, J., Siegenthaler, U. 1983: Atmospheric CO_2 concentration during the last glaciation. Proc. Symp. Ice and Climate Modeling, Evanston, Ill., USA, June 1983. *Annals of Glaciology*, vol. 5, p. 160-164.
- Stauffer, B., Schwander, J. 1983 a: Core processing and analyses of ice cores at South Pole. *Antarctic Journal*, 1983 Review, vol. 18, No. 5, p. 114-116.
- Wölfli, W., Bonani, G., Suter, M., Balzer, R., Nessi, M., Stoller, Ch., Beer, J., Oeschger, H., and Andrée, M. 1983: Radioisotope dating with the ETHZ-EN-tandem accelerator. In Stuiver M. and Kra R. eds. International Radiocarbon Conference 11th. Proc. Radiocarbon, vol. 25, p. 745-753.
- Zumbrunn, R., Neftel, A., and Oeschger, H. 1982: CO_2 measurements on 1-cm³ ice samples with an IR laser spectrometer (IRLS) combined with a new dry extraction device. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 60, p. 318-324.

PD Dr. Bernhard Stauffer
 Physikalisches Institut
 der Universität Bern
 Sidlerstrasse 5
 CH-3012 Bern

Klimageschichte

Christian Pfister

Zusammenfassung

Das Zusammenspiel verschiedener Klimaelemente im Jahresgang wird über die Jahrhunderte vom Mittelalter bis heute untersucht. Im Vordergrund stehen dabei nicht die möglichen Ursachen der festgestellten Klimaschwankungen, sondern die Art und Weise, wie sie sich auf Gesellschaften verschiedener Entwicklungsstufen auswirken.

Résumé

On examine la combinaison de divers éléments climatiques, considérés dans leur évolution annuelle, du moyen-âge à nos jours. L'accent n'est pas mis sur les causes des fluctuations constatées, mais plutôt sur leur influence sur des sociétés se trouvant à des stades divers de développement.

Je nach Art der Problemstellung wird die Klimageschichte auf verschiedenen Zeitskalen dargestellt. Die Frage nach Ursachen, Grössenordnung und Dynamik von grossen Temperaturschwankungen im Ausmass eines Glazials oder Interglazials wird auf der Zeitskala der Jahrtausende und Jahrzehntausende untersucht. Es ist die Klimageschichte, welche die Natur geschrieben hat.

Die Frage nach der Art des Zusammenspiels von mehreren Klimaelementen in verschiedenen Abschnitten des Jahres wird auf der Zeitskala der Jahrhunderte untersucht. Es ist die Klimageschichte, welche der Mensch geschrieben hat. Sie beginnt mit der Verfügbarkeit von Schriftquellen im Mittelalter und geht im 18. und 19. Jahrhundert in die Periode der Instrumentenmessungen über. Im Vordergrund steht dabei nicht nur die Untersuchung der solaren, vulkanischen oder anthropogenen Ursachen der festgestellten

Schwankungen, sondern auch die Art und Weise, wie sich Klimaveränderungen auf Gesellschaften verschiedener Entwicklungsstufen auswirken (Wigley et al. 1981).

Die Methode der Rekonstruktion des Klimaverlaufes aus anthropogenen Schriftquellen ist abrißweise in Pfister (1982) beschrieben und wird ausführlich in Pfister (1984) dargestellt, so dass sich die folgenden Ausführungen auf die elementarste Information beschränken.

Bei den anthropogenen Daten ist zwischen direkten Daten (Messwerten, Beschreibungen von Witterungsverläufen) und indirekten Daten (Beschreibungen von physikalischen oder biologischen Auswirkungen von Witterungsverläufen) zu unterscheiden. Letztere können mit Temperatur- oder Niederschlagsmessungen kalibriert und als Schätzgrössen verwendet werden. Für die Wintermonate handelt es sich um Beschreibungen der Schneedeckung und der Eisbildung auf Seen, für die Dauer der Vegetationsperiode um Zeitpunkt von Blüte und Ernte von Kulturpflanzen, Menge und Zuckergehalt des geernteten Weinmonats sowie um Dichtewerte des Spätholzsegments von Bäumen an der Waldgrenze (dabei handelt es sich allerdings um natürliche Daten) (Schweingruber et al. 1979).

Die verschiedenen Datentypen werden in einen EDV-Pool eingeworfen und thematisch und chronologisch sortiert. Die deskriptiven Daten werden vorgängig über einen Zahlencode in numerische Werte umgesetzt. Der Printout – die Datei Climhist – ermöglicht die komparative Beurteilung der sämtlichen jeweils für einen Monat vorliegenden direkten und indirekten Daten. Insgesamt haben sich für die vorinstrumentelle Periode 1525–1750 über 22000 Records mit einem zeitlichen Auflösungsvermögen von Zehntageperioden bis zu Jahreszeiten gefunden. Dieser Reichtum an vielfältigen Beobachtungen –

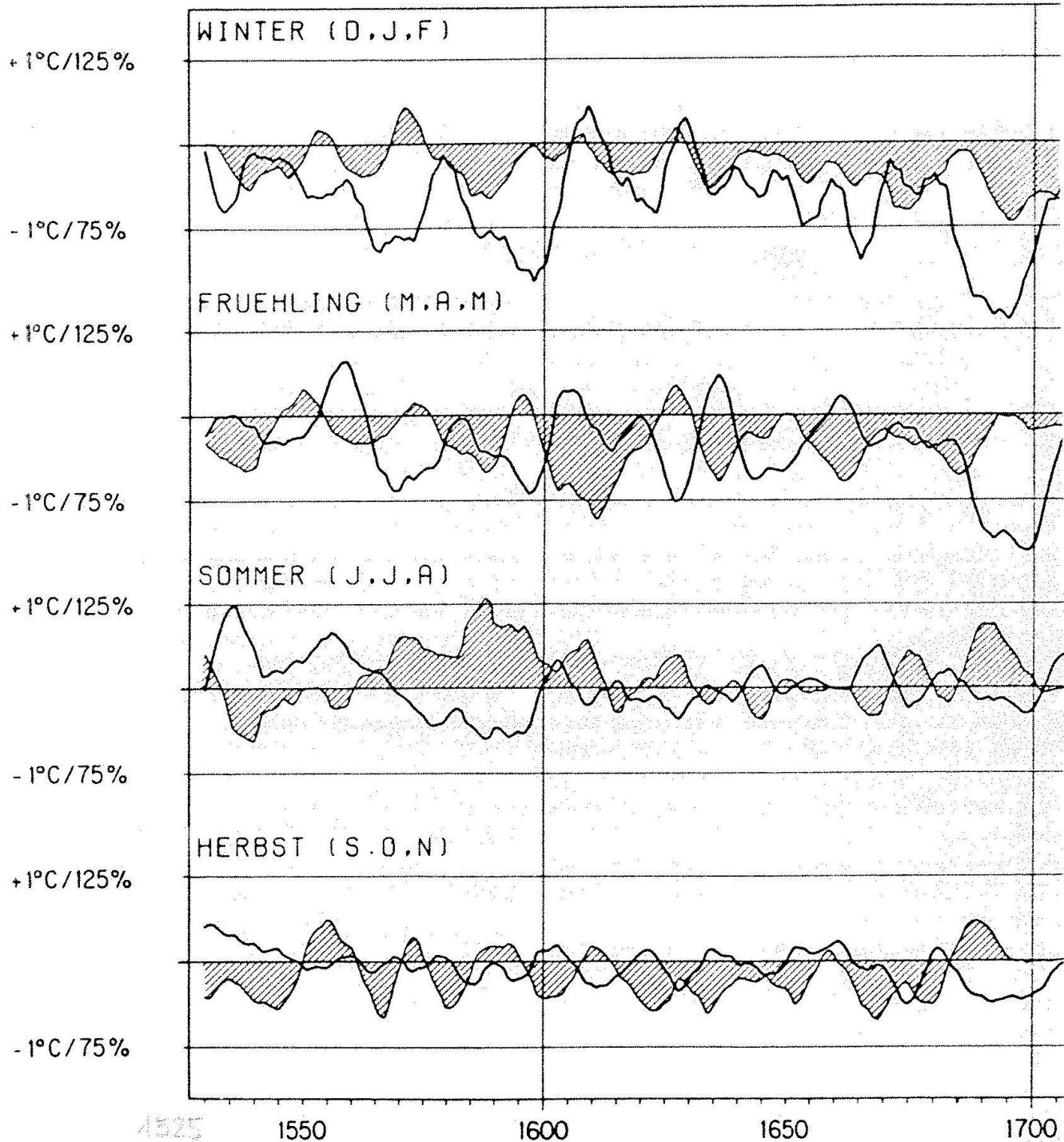


Abb. 1. Schätzwerte für Temperatur und Niederschlag von 1525 bis 1700. Abweichungen vom Mittel 1901-1960. 11-jährig gleitende Mittel.

von 1550 an mehr als 100 im Jahresdurchschnitt – ermöglicht die Charakterisierung der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse jedes Monats auf einer von —3 bis +3 reichenden Skala von Indices. Innerhalb der Messperiode werden Zehnjahresmittel von Indices, die aus Messwerten abgeleitet wurden sind, den Messwerten selbst in Regressionsmodellen gegenübergestellt. Aufgrund der daraus gewonnenen Gleichungen werden

die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse der vorinstrumentellen Periode geschätzt.

Zu den Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen in den vier Jahreszeiten seit 1525 (Abb. 1): vor 1900 waren die Winter im Durchschnitt um $0,7^{\circ}$ kälter und um 5 % trockener als in der Periode 1901-1960. Gegenüber dem Durchschnitt 1525-1979 war diese Jahreszeit seit 1965 um $1,3^{\circ}$ zu warm

und um 25 % zu nass. Anders gesagt: unsere Energieversorgung hat in den beiden letzten Jahrzehnten von klimatischen Bedingungen profitiert, die mit Blick auf die letzten 500 Jahre als ausserordentlich bezeichnet werden müssen. Verglichen mit dem winterkältesten Jahrzehnt 1690-1699 waren die Winter seit 1965 um 3,5° zu warm.

Grössere Kälte und Trockenheit dominieren auch im Bild der Frühjahrswerte vor dem späten 19. Jahrhundert.

Die Herbsttemperaturen fluktuieren bis um 1670 auf dem heutigen Niveau, dann liegen sie bis 1920 um 0,7° unter dem Mittel 1901-1960.

Bei den Sommern fällt die markante Gliederung des 16. Jahrhunderts in ein warm-trockenes zweites und ein kühles und extrem nasses letztes Jahrhundertdrittel auf. Daneben fehlt ein klarer Trend. Im 18. Jahrhundert dominiert der Typ des warm-feuchten, im 19. Jahrhundert derjenige des kühl-trockenen Sommers.

Gewisse Abschnitte, vor allem die Periode 1585-1615, zeichnen sich durch eine starke Variabilität aus. Zwischen 1600 und 1614 wiesen zwei Drittel aller Winter Extremcharakter auf, wobei ausserordentlich warme und kalte Winter oft unmittelbar aufeinanderfolgten.

Auswirkungen von Klimaschwankungen auf das Abflussregime der Flüsse und die Gletscher können am Beispiel des 16. Jahrhunderts veranschaulicht werden: mittlere und schwere Überschwemmungen des Rheins und der Alpenrandmassen waren zwischen 1560 und 1589 fast viermal so häufig wie zwischen 1530 und 1559, ein Summationseffekt des grösseren Schneevolumens im Gebirge (als Folge der tieferen Frühjahrstemperaturen) und der grösseren Sommerniederschläge. Die Zunge des Unteren Grindelwaldgletschers rückte zwischen 1580 und 1600 um rund einen Kilometer auf ihren historischen Maximalstand vor.

Auswirkungen auf menschliche Ökosysteme lassen sich am Beispiel des Klimakollapses am Ende der 1680er Jahre exemplifizieren. Ursache war eine temporäre Abschwächung der Sonnenaktivität (Maunder Minimum), die über die Abkühlung der Polargebiete zu einer Ausbreitung polarer Wassermassen im Gebiet zwischen Island und Norwegen und einer Verlagerung der Klimagürtel führte

(Lamb, 1979). In der Schweiz führte das den Subsistenzkrisen zugrundeliegende Klimamuster - Häufung kalter Frühjahre und nasser Sommer - zu gleichzeitigen schweren Ertragsausfällen bei Getreide, Gemüse, Wein, Obst und Milchprodukten. Die infolge Mangelernährung weniger resistente - vorwiegend arme - Bevölkerung wurde durch die grassierenden Infektionskrankheiten empfindlich dezimiert (u.a. Menolfi, 1980). Ein letztes Mal ist das für das Ancien Régime symptomatische klimatische Krisenmuster in den 1850er Jahren - in der Schlussphase der «Kleinen Eiszeit» - aufgetreten, wo es - allerdings in abgeschwächter Form - noch immer als Aderlass in der Bevölkerungskurve hervortritt.

Klimageschichte verlangt als ökologische Wissenschaft eine Zusammenarbeit von Physikern, Meteorologen, Botanikern, Geographen, Historikern, Agronomen und Ökonomen. Nur so ist sie in der Lage, die Vielfalt der Vernetzungen zwischen der Sonne, dem Klimasystem, den Meeresströmungen, der Pflanzen- und Tierwelt und den Aktivitäten des Menschen aufzuzeigen.

Literatur

- Lamb A., 1979: Climatic Variation and Changes in the Wind and Ocean Circulation. The Little Ice Age in the Northeast Atlantic. *Quaternary Research*, 11, S. 1-20.
- Menolfi E., 1980: Sanktgallische Untertanen im Thurgau. Eine sozialgeschichtliche Untersuchung über die Herrschaft Bürglen TG im 17. und 18. Jahrhundert. St. Gallen.
- Pfister Ch., 1982: Zur Interpretation klimageschichtlicher Schriftquellen, in: *Physische Geographie*, Bd. 1, Zürich, S. 25-36.
- Pfister Ch., 1984: Klimageschichte der Schweiz 1525 bis 1860. Das Klima der Schweiz von 1525 bis 1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft, Bd. 1, Bern.
- Schweingruber F., Bräker O., Schär E., 1979: Dendroclimatic studies on conifers from central Europe and Great Britain, *Boreas*, 8, S. 427-452.
- Wigley T., Ingram M., Farmer G.: Climate and History. Studies in past climates and their impact on Man. Cambridge.

CLIMOD: Thematik und Feldexperiment

Hans-Ulrich Dütsch

Zusammenfassung

Die Untersuchungen über die Möglichkeit einer Klimaänderung (CLIMOD) im Raum Basel als Folge des Betriebs einiger luftgekühlter Grosskraftwerke im Hoch- und im Oberrheintal wurde auf winterlichen Hochdrucklagen konzentriert, da anthropogene Eingriffe bei dieser Situation am stärksten ins Gewicht fallen. Es wurde eine Kombination von Feldversuch und Modellierung eingesetzt. Die Feldversuche zeigten, dass die Strömung im kritischen Niveau (200 – 400 m über Talboden) nicht dem Rheinlauf folgt, sondern diesen oberhalb Möhlin mit für Hochdrucksituationen ungewöhnlich hohen Geschwindigkeiten schräg überquert (Möhlinjet). Zwischen linker (westlicher) und rechter Seite dieser Starkströmung bestehen eine durch dynamische Prozesse verursachte Temperaturdifferenz von 4 – 8 °C und entsprechende Unterschiede in der relativen Feuchtigkeit, welche die vorteilhafte Beson-

nung der Region Basel bei solchen Lagen bewirken (Nebelarmut). Die beobachtete Strömung und die mit ihr verbundenen Wettereinflüsse werden durch den Ausfluss von Kaltluft aus dem schweizerischen Mittelland durch die tiefstliegende Öffnung dieses Beckens erzeugt; dieser Ausfluss ist Bestandteil der mit den Antizyklonen verbundenen dynamischen Prozesse im synoptischen Massstab und ist damit gegen regionale anthropogene Einflüsse unempfindlich.

Résumé

Le projet «CLIMOD» doit estimer les modifications possibles du climat bâlois à la suite de la mise en exploitation de plusieurs centrales nucléaires refroidies par des tours dans la vallée du Haut-Rhin en amont de Bâle. Ces recherches ont été limitées aux situations hivernales anticycloniques puisque celles-ci donnent lieu aux plus fortes répercussions

Vogesen

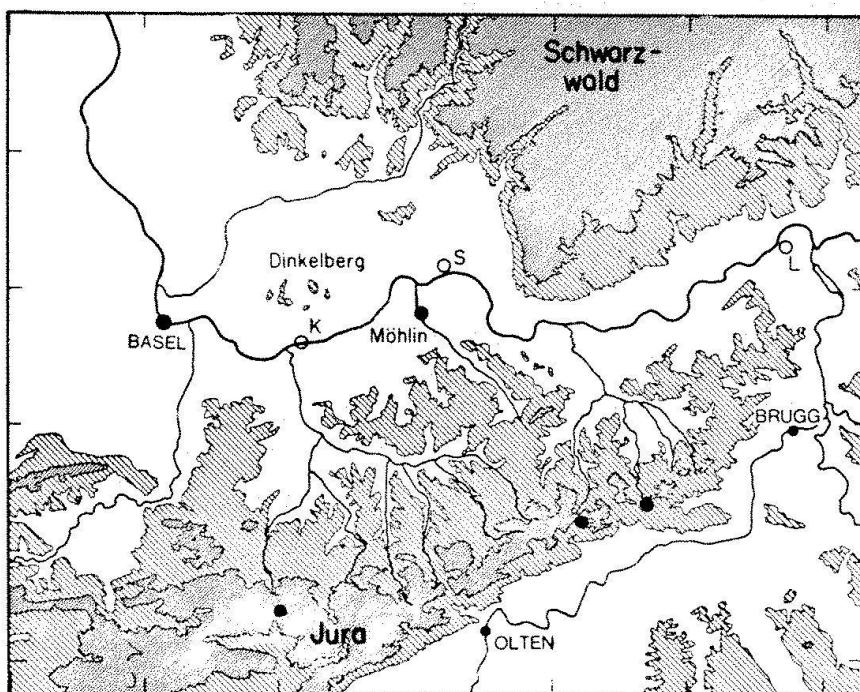


Abb. 1. Topographie des Hochrheintals und seiner Umgebung. o: geplante, im Bau oder in Betrieb befindliche luftgekühlte Grosskraftwerke im Hochrheintal.

des activités humaines sur le climat. On s'est basé sur des mesures dans le terrain et sur une modélisation physique et mathématique des processus atmosphériques. Les mesures montrent qu'entre 200 et 400 m au-dessus du sol, le courant ne longe pas la vallée mais franchit celle-ci obliquement du sud-est au nord-ouest en amont de Moehlin en présentant des vitesses inattendues, vu qu'il s'agit de situations anticycloniques. Entre l'ouest et l'est de ce courant, on observe des différences de température de 4 à 8 degrés et des différences correspondantes de l'humidité relative. Cela explique la rareté du brouillard et l'insolation relativement abondante de Bâle. Le dit courant semble provenir du lac d'air froid situé sur le Plateau. Il atteint la région considérée après avoir franchi une partie basse du Jura. Comme il est engendré par la situation synoptique, il ne réagit guère aux influences anthropogènes.

Einleitung

Dem Projekt «CLIMOD» (Klimamodifikation) war die Aufgabe gestellt, die Möglichkeit der Veränderung der regionalen Klimaverhältnisse im Grossraum Basel (siehe Abb. 1) durch anthropogene Einflüsse, speziell durch eine Anzahl thermischer (nuklearer) Grosskraftwerke mit atmosphärischer Kühlung, aber auch durch den Stadteinfluss abzuklären. Diese Fragestellung bedeutet, dass in erster Linie die Eigenschaften der planetaren Grenzschicht der Region untersucht werden müssen, wobei ein möglichst gutes Verständnis der sich dort abspielenden physikalischen Vorgänge erreicht werden soll. Dabei spielen die spezifischen topographischen Ge-

gebenheiten der Region eine bedeutsame Rolle, z. B. waren die Unterschiede gegenüber dem schweizerischen Mittelland in Betracht zu ziehen.

Die Untersuchung der letztgenannten Frage kann nicht einfach auf Grund klimatologischer Mittelwerte (Temperatur, Niederschlag, Wind, Sonnenschein etc.) erfolgen, sondern muss nach Wetterlagen getrennt ausgeführt werden, da nur so ein Einblick in die physikalischen Mechanismen erlangt werden kann, welche die klimatologischen Unterschiede zwischen den Regionen bedingt. Ein solches Verständnis ist aber zur Abklärung möglicher anthropogener Einflüsse notwendig.

Eine menschliche Einwirkung kann ohnehin nur in bezug auf einzelne Wetterlagen abgeklärt werden, da die Verdünnung der Emissionen – seien es Wärme oder Wasserdampf eines Kühlturms, oder eigentliche Schadstoffe aus Industrie, Verkehr und Heizung – und damit die Reduktion ihrer Wirksamkeit vor allem von der Windstärke und der vertikalen Durchmischung abhängig ist, die für unterschiedliche Wetterlagen sehr verschieden sind, anderseits aber auch beträchtlich von der Topographie beeinflusst werden; letzteres gilt besonders auch für die horizontale Ausbreitung senkrecht zur mittleren Windrichtung (mögliche Kanalisierungseffekte).

Topographische Gegebenheiten

Bei Basel biegt das relativ schmale Hochrheintal mit einem scharfen, rechtwinkligen Knick in die breite, zwischen Vogesen und Schwarzwald verlaufende Ebene des Ober-

Tab. 1. Typische regionale Wetterlagen (synoptische Definition)

TRW	mittlere Häufigkeit (%) 1955-79	regionale Windrichtung 850 mb
a, Hochdrucklage, Winter	11.0	variabel und schwach
a, Hochdrucklage, Sommer	8.8	variabel und schwach
b Flachdrucklage	9.1	variabel und schwach
c Westlagen	10.3	W
d Ostlagen (Bise)	13.0	E, NE
e Nordlagen	14.6	NW, N
f Südlagen (Föhn)	15.6	S, SW, (SE)
u Übergangslagen	12.4	-
x keine Zuordnung	5.2	-

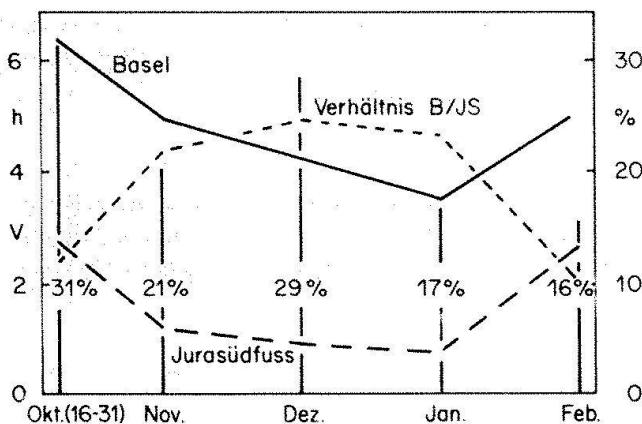


Abb. 2. Der Sonnenscheinreichtum der Region Basel bei winterlichen Hochdrucklagen. Zahl der sonnigen Stunden pro Hochdrucktag in Basel, resp. Jurasüdfuss (Mittel aus Neuchâtel, Koppigen, Olten und Schaffhausen); Verhältnis Basel : Jurasüdfuss; Skala auf der linken Ordinatenachse; Vertikale Säulen: Hochdrucktage in % der Gesamtzeit (Skala auf der rechten Koordinatenachse).

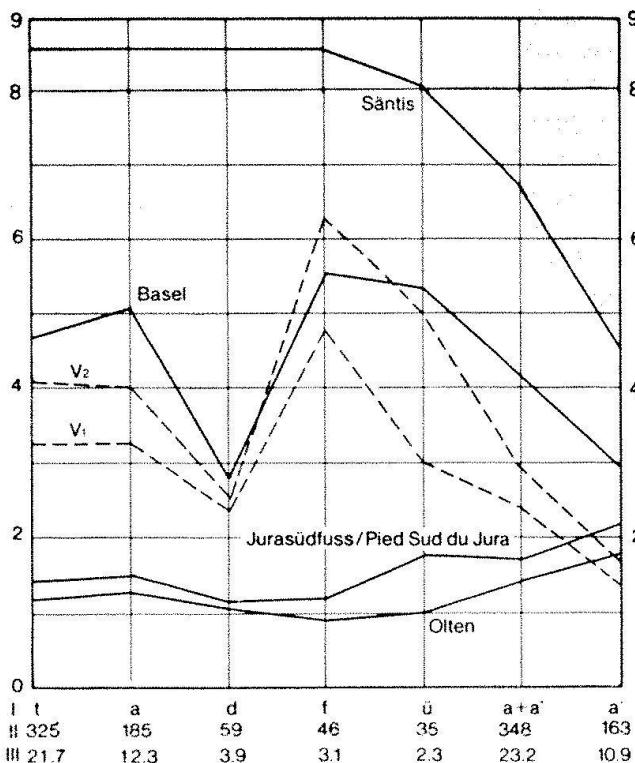


Abb. 3. Vergleich der Sonnenscheindauer pro Tag für Säntis, Basel, Jurasüdfuss (Def. siehe Abb. 2) und Olten während winterlicher Hochdrucklagen (Mittel Mitte Oktober - Ende Februar) aufgeteilt nach einzelnen TRW. t: alle Lagen, welche das nicht-synoptische Kriterium erfüllen, davon a: TRW a (winterliche Hochdrucklage), d: TRW d (Ostlage), f: Südlage, ü: alle übrigen. a': Hochdrucklagen nach HBP, welche die regionalen Kriterien nicht erfüllen; a + a': alle synoptischen Hochdrucklagen nach HBP.

I: Zahl der entsprechenden Tage in den 11 Wintern 1969/70 - 79/80

II: In Prozent aller Tage im betreffenden Zeitraum.
V₁: Verhältnis Basel / Jurasüdfuss; V₂: Basel / Olten.

rheintals um. Der das Hochrheintal im Süden begrenzende Jurakamm verliert von West nach Ost kontinuierlich an Höhe, bis die Aare seine Ausläufer durchbricht. Gleichzeitig nimmt sein durch den von Seitentälern durchschnittenen Tafeljura eingenommener Abstand vom Rhein ab. Der massive Schwarzwald im Norden stösst mit dem Ausläufer Eggberg bei Säckingen bis hart an den Rhein vor, wodurch eine für die regionalen Strömungsverhältnisse offenbar bedeutungsvolle Barrierenwirkung entsteht; nach Westen erstreckt sich der Dinkelberg als ein den Rhein begleitender relativ niedriger Ausläufer. Westlich von Basel bildet die weite burgundische Pforte zwischen Jura und Vogesen den gegenüber dem Rheintal nur geringfügig überhöhten Übergang in das offene Gelände Frankreichs.

Wetterlagen

Wetterlagen werden vom Meteorologen normalerweise nach grossräumigen synoptischen Kriterien definiert. Es scheint aber zum vornherein wenig sinnvoll, diese in einer Region, deren Wetterablauf stark durch die topographischen Gegebenheiten beeinflusst ist, in die rund 30 Typen nach Hess-Brezowsky-Perret aufzusplittieren, die in ihrer regionalen Auswirkung sich einerseits stark über-

schneiden, anderseits aber doch nicht einheitlich sind. Ähnliches gilt für die Alpenwetter-Statistik nach Schuepp-Wanner. Eine Zusammenfassung von Hess-Brezowsky-Lagen in 7 typische regionale Wetterlagen (TRW) anhand der regionalen 850 mb Strömung, wie sie in der CLIMOD-Studie versucht wurde (Tab. 1), konnte letzten Endes auch nicht voll befriedigen. Es erwies sich als angezeigt, die für die vorliegende Fragestellung relevantesten Wetterlage, nämlich die winterliche Hochdrucklage im westlichen durch regionale Parameter zu definieren, wobei der Begriff Region allerdings grossräumiger gefasst wurde, indem er sich auf die ganze Alpennordseite bezog. Die gewählten Bedingungen sind:

Sonnenscheindauer Säntis \geq 6 Stunden,
Inversion in der Mittagssondierung von
Payerne $\geq 4^\circ \text{C}$,
kein Niederschlag auf der Alpennordseite bis
zum Abend.

Die begleitende synoptische Bedingung:
Schweiz im Bereich eines Hochdruckgebietes
oder eines Hochdruckausläufers hatte kaum
mehr zusätzlich selektiven Charakter.

Wie im nächsten Abschnitt gezeigt wird, war
die Auswahl der Tage mit für die Region Basel
typischem Hochdruckwetter durch diese
Definition beträchtlich besser gegeben als
durch die TRW a₁, obschon keiner der Para-
meter auf Beobachtungen im Raume Basel
basiert.

Da die zeitlich begrenzten Untersuchungen
in der Folge weitgehend auf die winterliche
Hochdrucklage beschränkt wurden (die som-
merlichen Feldexperimente bezogen sich auf
Untersuchungen am Kühlurm Gösgen), unterblieb
der Versuch auch andere Lagen – z.B. sommerliche
Hochdrucklagen oder konvektive Lagen – auf ähnlicher, nicht-
synoptischer Basis zu definieren. Es müsste
noch gezeigt werden, ob es möglich wäre,
den Witterungskalender einigermassen um-
fassend und eindeutig mit solchen vor allem
auf den regionalen Witterungscharakter
basierenden Definitionen zu erfassen.

Die winterliche Hochdrucklage

Bei dieser Lage ist aus verschiedenen Grün-
den ein anthropogener Einfluss auf den re-
gionalen Wetterablauf, speziell auf die Ström-
ungsverhältnisse am ehesten denkbar. Ein-
mal kommt bei der im Winter stark reduzier-
ten Einstrahlung der anthropogenen Wär-
meemission eine verstärkte relative Bedeu-
tung zu. Vor allem aber sind die Hochdruck-
lagen windschwach und durch Ausbildung
einer häufig nur wenige 100 m über dem Bo-
den liegenden Inversion gekennzeichnet, so-
dass die Emissionen sich auf ein wesentlich
kleineres Luftvolumen verteilen als bei ande-
ren Situationen, was zu höheren Schadstoff-
konzentrationen und entsprechenden Immis-
sionen führt; strömungsaktive Veränderun-
gen des Temperaturfeldes oder Nebelbildung

durch die Auswirkung von Kühltürmen sind
in diesem Fall am ehesten denkbar.

Für die Region Basel war die Untersuchung
dieser speziellen Lage auch deshalb von be-
sonderem Interesse, weil sie ihr gegenüber
dem schweizerischen Mittelland eine ausge-
prägte Bevorzugung bringt; in den «dunkeln» Monaten November – Januar ist die
mittlere Sonnenscheindauer bei solchen Wet-
terlagen in Basel mindestens viermal grösser
als am direkten Jurasüdfuss (siehe Abb. 2).
Nebel- oder Hochnebelbildung, für diese
Lage am Jurasüdfuss typisch, ist bei Basel
viel seltener. Es bestand die Befürchtung,
dass diese Bevorzugung durch den Bau eini-
ger thermischer Grosskraftwerke verloren
gehen könnte.

Aus den angeführten Gründen wurden die
Untersuchungen auf die winterliche Hoch-
drucklage konzentriert, während man sich
bei den übrigen mit einer knapperen klimato-
logischen Beschreibung begnügen konnte.
Interessanterweise erscheint die Bevorzu-
gung, wie Abb. 3 zeigt, viel deutlicher, wenn
an Stelle der synoptischen Hochdrucklagen-
definition, die im vorigen Abschnitt be-
schriebene regionale Definition verwendet
wird. Zwar müssen in der elfjährigen Testpe-
riode (1969/70 – 1979/80) gut 160 der 348
synoptisch festgelegten Hochdrucklagen,
d.h. fast die Hälfte, aus der Untersuchung
wegelassen werden; sie werden aber durch
140 andere nahezu ersetzt; diese verteilen
sich, wie in Abb. 3 gezeigt wird, auf verschie-
dene synoptische Lagen (TRW). An diesen
Tagen ist die sonnenmässige Bevorzugung
der Region Basel ähnlich gross wie bei den
synoptischen Hochdrucklagen, welche das
regionale Kriterium erfüllen, während sie an
den fallengelassenen Tagen auf 60% ab-
sinkt. Die einzige Ausnahme sind die Ost-
(Bisen-)Lagen, eine Tatsache, welche durch
die Ergebnisse der in folgenden dargestellten
Untersuchungen verständlich wird (siehe
drittletzter Abschnitt).

Das Untersuchungsdispositiv

a) Allgemeines

Voraussagen über eine mögliche Beeinträch-
tigung des Sonnenscheinreichtums der win-

terlichen Hochdrucklagen im Raume Basel können nur gemacht werden, wenn die atmosphärischen Vorgänge, die ihm zu Grunde liegen, einigermassen verstanden werden. Zu ihrer Abklärung wurde eine Kombination von Feldversuchen und Modelluntersuchungen (numerisch und physikalisch) eingesetzt. An dieser Stelle sollen nur die Durchführung und die Resultate der ersten diskutiert werden.

immerhin seien noch folgende allgemeine Bemerkungen angefügt: Wegen des Zeitdrucks, unter dem die Untersuchung stand, wurden Feldversuche und Modellierung parallel zueinander durchgeführt, ein Vorgehen, das wie sich gezeigt hat, nicht sehr optimal ist. Resultate des Feldversuchs sollten für eine effektive Ausnutzung der Mittel als Ausgangsmaterial für eine Modellierung bereits zur Verfügung stehen – speziell im Hinblick auf Randbedingungen am Boden, an den seitlichen Begrenzungen und am Übergang in die freie Atmosphäre. Ebenso ist eine direkte Bestimmung turbulenter Flüsse verschiedener Grössen sehr erwünscht. Anderseits dienen die Beobachtungsergebnisse auch zur Überprüfung der Modellresultate im Inneren des Untersuchungsbereichs, sowie speziell des zeitlichen Ablaufs der Simulation.

Die Modellierung hat einen doppelten Sinn: Sie soll einmal zu einem besseren Verständnis der beobachteten Vorgänge beitragen, wobei Parametervariation eine Rolle spielen kann. Unter Umständen kann sich aus den Ergebnissen der Modellierung die Durchführung eines modifizierten Feldprogrammes aufdrängen; aus Kostengründen wird eine solche an sich sehr wünschenswerte Rückkoppelung allerdings meist nicht möglich sein. Anderseits kann die Modellierung, wenn das Modell an der Gegenwart gut «geeicht» ist, zur Prognostizierung der Auswirkung künftiger menschlicher Eingriffe dienen, eine Anwendung, die im CLIMOD-Projekt im Vordergrund stand.

b) Feldversuche

Das Feldprogramm stützte sich auf die Zusammenarbeit einer grösseren Anzahl von Forschergruppen mit folgendem Instrumentarium:

LAPETH¹⁾): Koordination; Constant Level Ballone

SMA/SPA²⁾ Payerne und SEDE Vevey: 2 instrumentierte stationäre Fesselballone und Constant Level Ballone

EIR³⁾, Gruppe Energie und Umwelt: Instrumentierter Motorsegler (in Zusammenarbeit mit dem Institut für Leichtbau und Seilbahntechnik der ETH), instrumentierter mobiler Fesselballon, Constant Level Ballone

GIUB⁴⁾: Satellitenbildauswertung, Messwagenfahrten, Messflüge mit Motorflugzeug

AMB⁵⁾/SMA: 3 zusätzliche selbstregistrierende Meteostationen auf dem Jurakamm; Messwagenfahrten; einzelne Beobachtungsflüge.

1) Laboratorium für Atmosphärenphysik ETH

2) Schweizerische Meteorologische Anstalt/Section Protection de l'Air

3) Eidg. Institut für Reaktorforschung

4) Geographisches Institut Universität Bern

5) Abteilung Meteorologie Basel

Neben den Daten des normalen meteorologischen Klimastationsnetzes der Region Basel standen auch die Messungen der Meteotürme Kaiseraugst und Schwörstadt sowie Leibstadt zur Verfügung.

Infolge der kurzen zur Verfügung stehenden Zeit und der begrenzten Mittel mussten der personalintensivste und, wie es sich zeigte sollte, zentrale Teil des Experimentes, nämlich der Einsatz der Constant Level Ballone zur direkten Bestimmung des Strömungsfeldes auf einen kleinen Teil des Untersuchungsgebietes beschränkt werden. Die Satellitenbildauswertung (Abb. 4) hatte – die den Anwohnern längst bekannte Tatsache – deutlich gemacht, dass die Grenze zwischen dem Nebel des Mittellandes und der nebelfreien Region Basel mit grosser Häufigkeit (siehe Abb. 5) im Hochrheintal um oder vor allem etwas oberhalb Möhlin liegt. Ferner war es im Hinblick auf die mögliche Nebel- resp. Hochnebelbildung als Folge von Kühlturmschwaden wichtig festzustellen, ob wegen des bei winterlichen Hochdrucklagen am Rheintalboden häufig beobachteten Ostwindes (Talabwind), mit einer Überlagerung der Kühlturmschwaden eines potentiellen Grosskraftwerkes Schwörstadt,

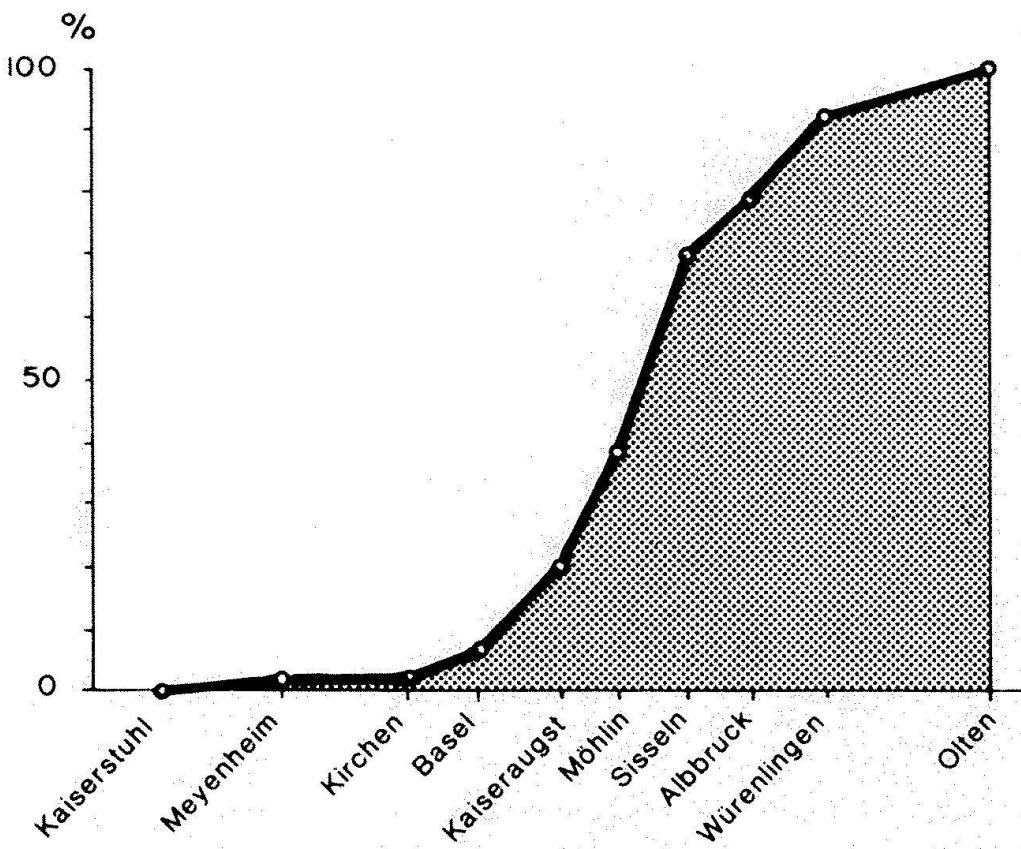


Abb. 4. Abnahme der Nebelhäufigkeit bei Hochdrucklagen vom schweizerischen Mittelland via Aaremündung bis Basel in Prozent; stärkster Gradient oberhalb Möhlin (nach M. Winiger, CLIMOD-Schlussbericht).

mit demjenigen von Kaiseraugst zu rechnen sei (Kanalisierungswirkung des Rheintals). Das Constant Level Balloonexperiment wurde daher im wesentlichen auf den Bereich Möhlin-Wallbach-Stein (vor allem auf das sog. Möhliner-Feld) konzentriert und das übrige Instrumentarium flankierend eingesetzt. Der Motorsegler bestrich neben dem Hochrheintal selbst (von Basel bis etwa Kaisten) die Nordabdachung des Juras sowie die südwestlichen Ausläufer des Schwarzwaldes.

Resultate der Feldversuche

a) Strömungsfeld

Abb. 6 zeigt, dass über 80 % der Flugbahnen der CLB schräg über das Rheintal hinweg nach Westnordwest zum Dinkelberg weisen. Die wenigen, welche dem Rheinlauf folgen, wurden jeweils beim Zusammenbruch der regionalen Hochdruckwettersituation, infolge Aufzugs stärkerer hoher Bewölkung, beobachtet. Die Strömung, vor allem über dem Möhlinerfeld ist für Hochdruckwetterlagen

mit Windgeschwindigkeiten, die häufig zwischen 5 – 10 m/s liegen, ungewöhnlich stark und weist ihre grösste Intensität in den untersten 200 – 300 m über Boden auf; sie wurde deshalb als sog. Möhlinjet bezeichnet. Diese regionale Starkströmung, die keinen wesentlichen Tagesgang aufweist, klingt im Mittel oberhalb 300 m ab Boden rasch ab, um im Inversionsbereich auf sehr schwache Winde abzufallen, wobei die Richtung in die synoptische hineindreht, mit welcher der Möhlinjet häufig einen Winkel zwischen 60 und 120° bildet, was weit über den Drehwinkel einer Ekmanspirale hinausgeht. Die Strömungen unterhalb und oberhalb der Inversion sind praktisch voneinander entkoppelt. Nimmt man die Beobachtungen der Jurakammstationen und der Plateaustationen nördlich davon hinzu, lässt sich das in Abb. 7 gegebene für Hochdrucklagen typische Strömungsbild über dem Hochrheintal inklusive angrenzendem Jurakamm ableiten, das im Mittel etwa 300 m über dem Rheintal Gültigkeit hat. Daraus ergibt sich zunächst, dass eine Schwadenüberlagerung Schwörstadt/Kaiseraugst bei gut entwickelten winterlichen Hochdrucklagen höchst selten zu erwarten wäre.

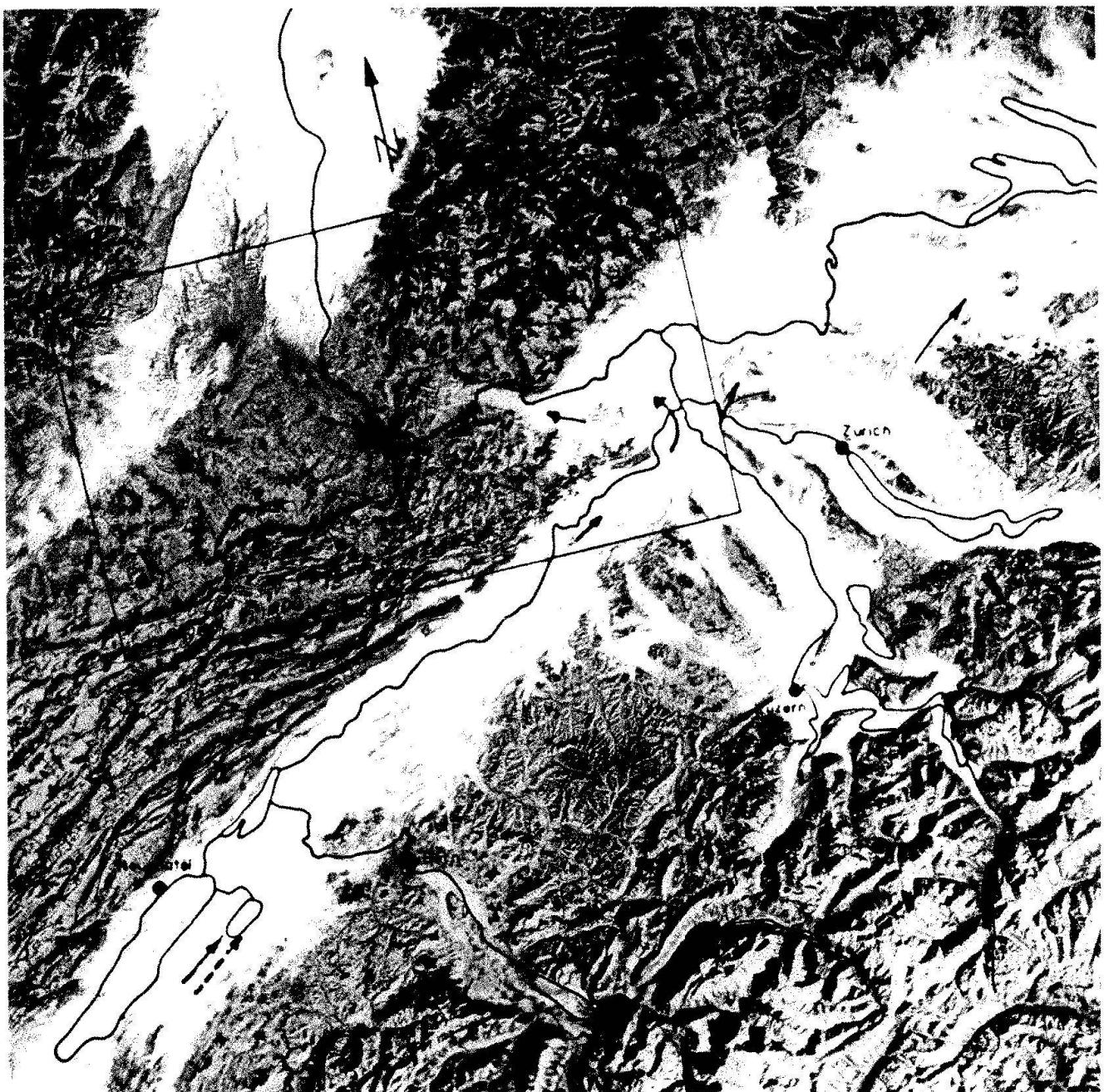


Abb. 5. Typischer Fall einer Hochnebellage Mittelland / Oberrheintal, Aufnahme von 29. 10. 1975 (nach M. Winger, CLIMOD-Schlussbericht). Beachte den über dem Möhlinerfeld zum Dinkelberg weisenden Nebelausläufer.

b) Temperatur und Feuchtigkeit

Wie die Messungen mit dem Fesselballon (Abb. 8) vor allem aber mit dem Motorsegler (Abb. 9a und b) wie auch die Bodenbeobachtungen höher gelegener Stationen (Abb. 10) zeigen, fällt der Möhrlinjet mit einer markanten Quasi-Diskontinuität im Temperaturfeld zusammen. Seine linke Seite im Raum Basel-Rheinfelden, ist bei gut entwickeltem Hochdruckwetter in 200 – 400 m über

dem Rheintalboden 4 – 6° wärmer als die rechte Seite oberhalb von Stein-Säckingen. Die Motorseglerflüge zeigen, dass der Temperatursprung auf knapp 10 km Horizontaldistanz konzentriert ist, auf der deutschen Seite des Rheins an der Kante des Eggberges sogar auf noch wesentlich kürzere Distanz. Ob die mehrfach festgestellten, dem Temperaturabfall überlagerten Wellen, durch Grenzschichtwellen am Übergang zwischen der von Osten keilförmig eingeschobenen

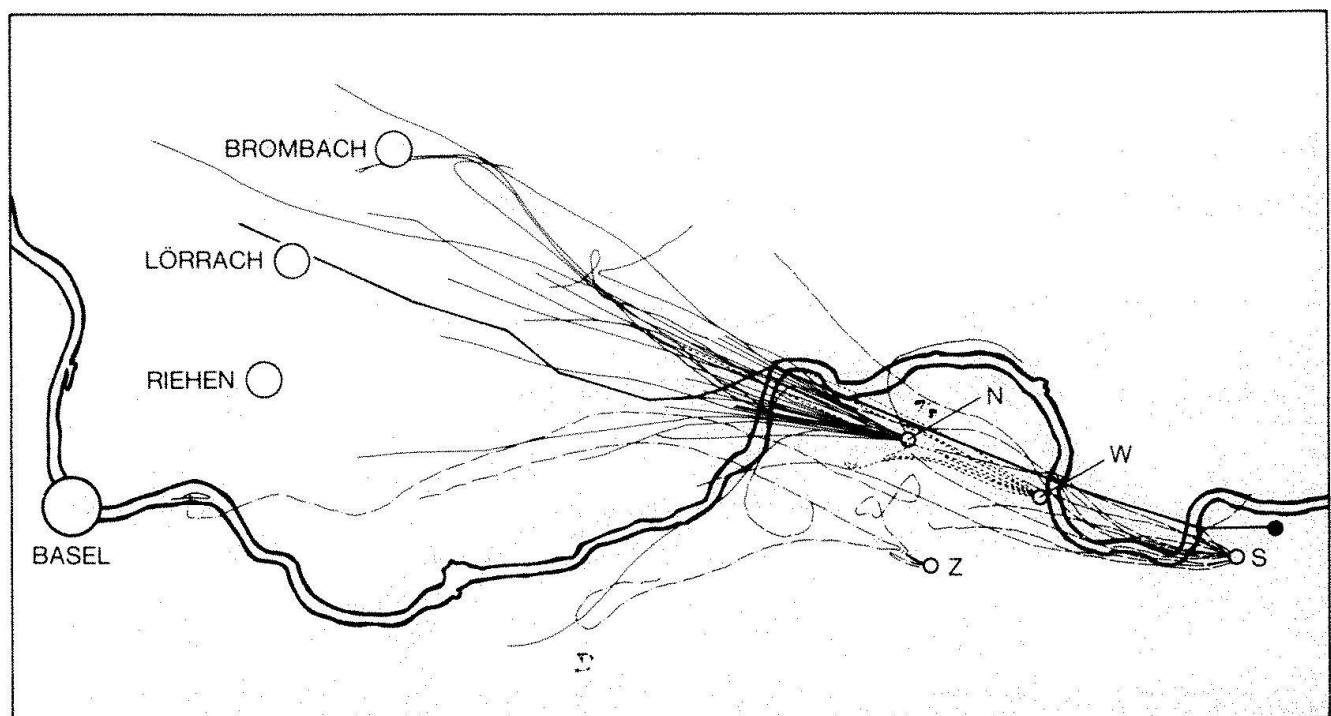


Abb. 6. Trajekturen der CLB (29.11., 3. und 5.12.79; 16. und 18.1.80; 24.11.80 und 10.12.80). Start ab: N o ———: Nünzeberg; S o ———: Stein; W o -----: Wallbach; Z o -,-: Zeinigen; ● ———: Bemannter Freiballon ab Sisseln am 10.12.1980.

Kaltluft in die darüberliegende Warmluft bedingt sind, oder eine Folge der lokalen Topographie darstellen – vom Jura her einmündende Seitentäler – konnte anhand des beschränkten Materials nicht entschieden werden.

Die absolute Feuchtigkeit ist auf der warmen Seite etwa gleich hoch oder liegt nicht selten tiefer als auf der kalten (Abb. 8, 9b). Die relative Feuchtigkeit, welche auf der kalten Seite um 100% beträgt, ist damit im Raum Basel bereits unterhalb der eigentlichen Inversion so niedrig, dass es nicht zu Nebel- oder Hochnebelbildung kommen kann, und infolge der nächtlichen Hangabwinde auch die Bodennebelbildung weitgehend verhindert wird.

Es ist zunächst naheliegend, die Temperaturdifferenz als eine Art Föhneffekt in der nach Abb. 7 den Jura überfliessenden Strömung zu betrachten. Während auf der kalten östlichen Seite die Höhendifferenz zwischen Juragrathöhe und Rheintal nur 200 – 300 m oder noch weniger beträgt, steigt sie im westlichen Teil, abgesehen von wenigen engen Passeinschnitten auf 600 – 800 m an, was mindestens einen beträchtlichen Teil der Temperaturdifferenz erklären würde. Nun

zeigen aber die Windmessungen auf der 1100 m hohen Gratstation Wasserfallen, dass bei unter diesem Niveau liegenden Inversionen der Jura in diesem Bereich kaum noch überströmt wird.

Während die niedrigen Ausläufer des Juras im Osten von einer vertikal relativ mächtigen Kaltluftmasse aus dem Mittelland im breiten Strom überflossen werden, bleiben im Westen zwischen Kammhöhe und Inversion (die als eine Art Deckel wirkt) nur noch niedrige und unzusammenhängende Durchgänge übrig; man kann sich nun vorstellen, dass es in diesen engen Öffnungen zur turbulenten Einmischung von wesentlich wärmerer Luft aus dem Bereich der Inversion kommt, was den Höhendifferenzeffekt wesentlich verstärken würde. Große horizontale Temperaturdifferenzen, die auf dem Passübergang Salhöchi bei Messfahrten auf kürzeste Distanz festgestellt wurden, weisen auf solche Effekte hin, ebenso der gegenüber der kalten Seite sehr verschmierte Übergang in die Inversion in Abb. 8.

Es ist auch denkbar, dass durch dynamische Effekte die Inversionsuntergrenze auf der warmen Seite des Möhlinjets zum Absinken gebracht wird; die vom Motorsegelflieger

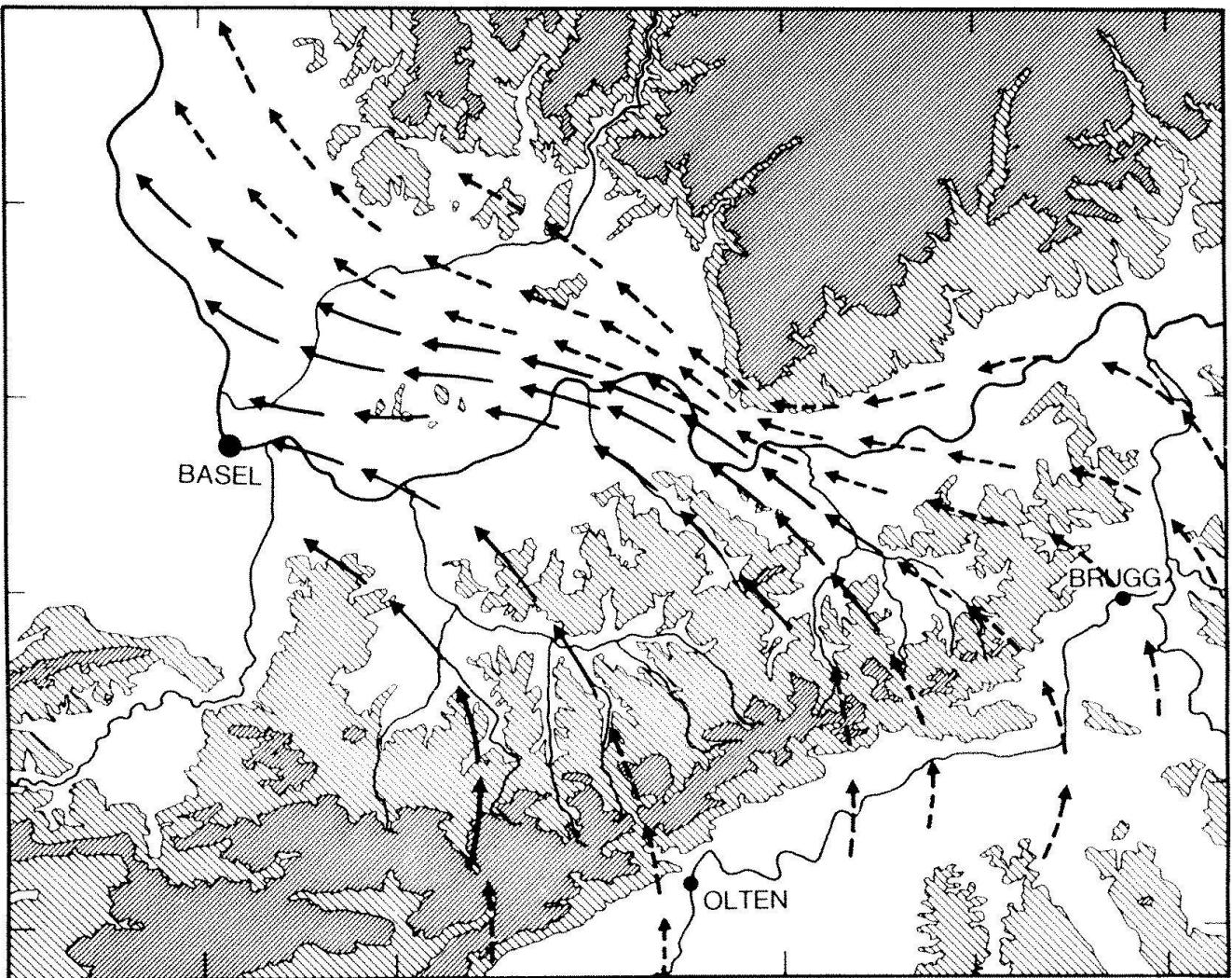


Abb 7. Überströmung des Jura und Möhlinjet bei winterlicher Hochdrucklage. —> warm, - - -> kalt.

über dem Dinkelberg gemessenen Temperaturverhältnisse deuten auf einen solchen Vorgang hin. Wahrscheinlich sind die hohen Temperaturen der Grenzschicht oberhalb der unmittelbaren Bodenschicht über der Region Basel durch eine Überlagerung der hier diskutierten Effekte bedingt, ebenso die geringe Feuchtigkeit, welche zum grossen Sonnenscheinreichtum der winterlichen Hochdrucklagen führt.

Bemerkungen zur Dynamik des Möhlinjets

Die Temperaturdifferenzen zwischen kalter und warmer Seite des Möhlinjets haben nach der Barometerformel eine Druckdifferenz von etwa 0,6 mb auf rund 16 km Horizontaldistanz zur Folge (die Grenzflächenneigung, welche für die Distanzberechnung eine Rolle

spielt, kann aus den vorhandenen Daten nicht genau bestimmt werden). Dieses Resultat basiert auf der Annahme, dass im Bereich der Inversion und darüber, wo die Windgeschwindigkeiten sehr klein sind, der Druckgradient praktisch Null ist. Eine direkte Messung des postulierten Überdruckes im östlichen Teil des Hochrheintales liegt leider nicht vor. Infolge der kurzen Distanz und der damit verbundenen kurzen Durchflusszeit ist ein geostrophischer (Süd-)Wind, der diesem Druckgradienten entsprechen würde, und der in Bodennähe etwa 30 m/s sowie in 200 - 300 m 10 - 15 m/s erreichen würde, keine brauchbare Näherung. Hingegen lässt sich die Geschwindigkeit errechnen, welche die Strömung beim Durchlaufen dieses Druckgradienten erreicht; sie beträgt 10 - 11 m/s, je nach Anfangsgeschwindigkeit (0 - 5 m/s); die von der Erdrotation bis zum Ende

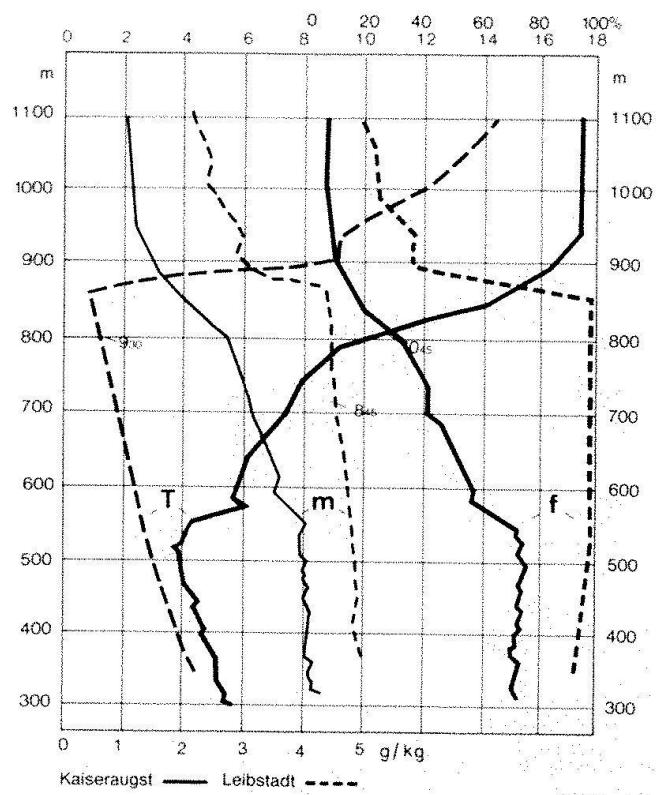


Abb. 8. Vergleich von gleichzeitigen Sondierungen in Kaiseraugst und Leibstadt am 29.11.79.

T: Temperatur; m: Mischungsverhältnis; f: relative Feuchtigkeit.

der 16 km-Strecke (in der Gegend von Möhlin) hervorgerufene Rechts-(Nord-)Abweichung würde etwa 11° ausmachen. Diese Werte (vor allem die Geschwindigkeit) stehen in recht guter Übereinstimmung mit der Beobachtung. Dies, obschon weder der Reibungseinfluss auf die Geschwindigkeit noch der Kanalisierungseffekt östlich des Eggbergs auf die Richtung berücksichtigt sind. Die Reibungswirkung dürfte durch die Beschleunigung kompensiert werden, die aus der wesentlich durch den Eggberg verursachten Verengung der Gesamtströmung resultiert. Diese Strömung enthält, wie Abb. 7 zeigt, nicht nur das Rheintal abwärts fließende Luft, sondern auch Anteile, welche die niedrigen Ausläufer des Juras etwa östlich der Staffelegg direkt überströmen; diese Zusatzluftmenge trägt zur Abweichung des Strömungsverlaufs Richtung Dinkelberg bei. Während also die Entstehung des Möhlinjets mindestens halbquantitativ aus der Temperaturdifferenz zwischen oberem und unterem Hochrheintal erklärt werden kann, wobei allerdings die sicher ausschlaggebenden wichtigen topographischen Einflüsse nur ungenügend berücksichtigt werden können – dazu

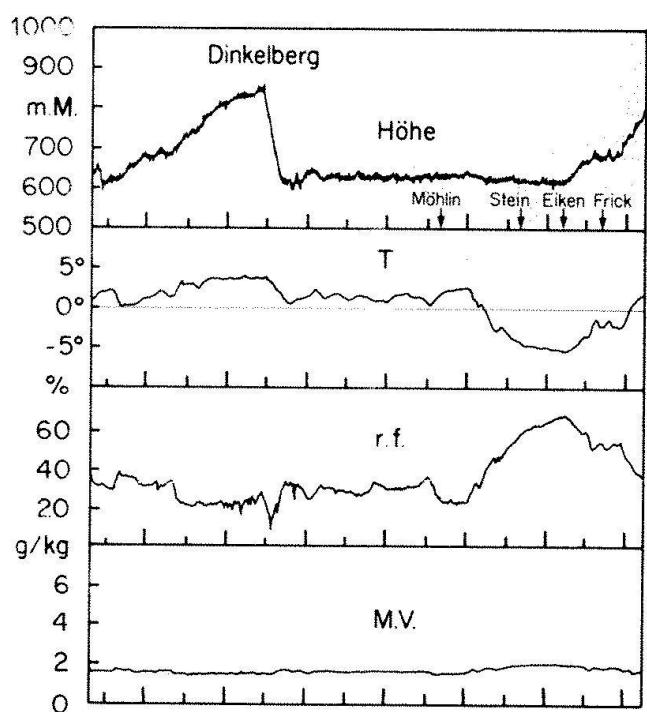
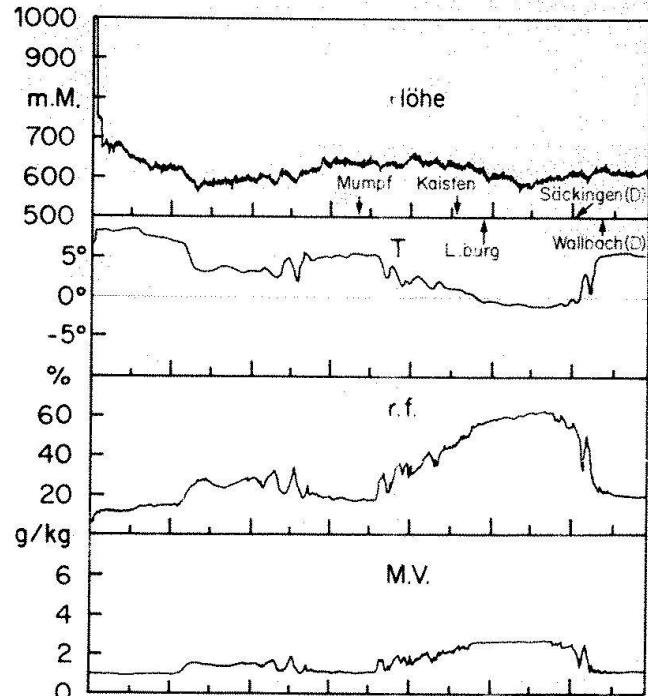


Abb. 9a. Motorsegler-Flug von 10.12.1980: Flughöhe (m M), Temp., relative Feuchtigkeit und Mischungsverhältnis (g/kg).

Abb. 9b. Motorsegler-Flug vom 11.12.1980, gleiche Größen wie in 9a; Umkehr des Flugzeuges bei Laufenburg und Rückflug (rheinabwärts) über dem deutschen Ufer längs des Eggbergs.



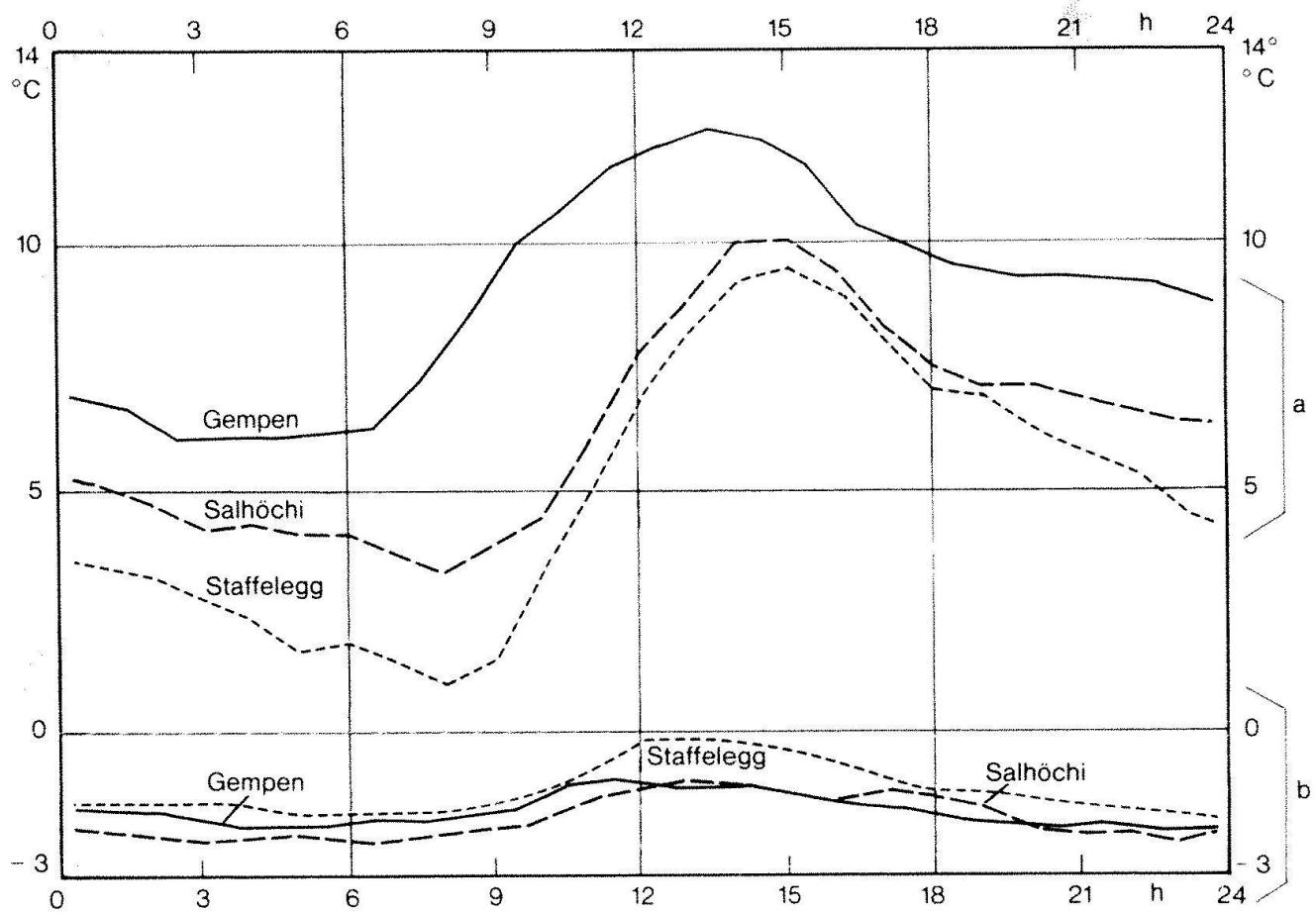


Abb. 10. Vergleich des Tagesganges der Temperatur auf dem Gempen, Tafeljura (700 m M) mit den Jurakammstationen Staffelegg (650 m M) und Salhöchi (779 m M)

a) Während winterlicher Hochdruckperioden: Mittel aus 20. bis 22.10.80, 26. bis 28.10.80, 20. bis 24.11.80 und 9. bis 12.12.80.

b) Bei anderen Lagen: 1. bis 12.11.80.

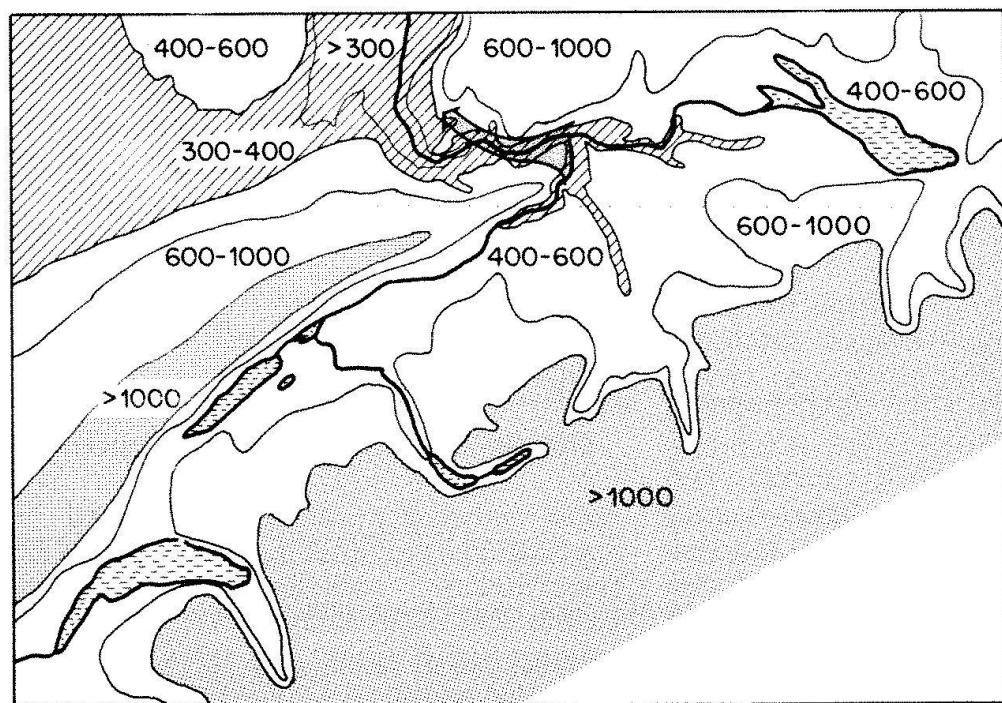


Abb. 11. Der Kaltluftsee über dem schweizerischen Mittelland als Quelle des Mölinjets, siehe grosser Doppelpfeil (Möglicher Weiterfluss durch Oberrheintal oder burgundische Pforte).

wäre ein dreidimensionales numerisches Modell nötig – gibt dieser Überlegung keine Auskunft über die wahrscheinliche Rückkoppelung, die der Möhlinjet auf die im vorherigen Abschnitt diskutierten dynamischen Prozesse ausübt, welche zur Erwärmung in der Region Basel führen. In einer vollständig befriedigenden Modellierung müssten auch diese Zusammenhänge enthalten sein. Qualitativ kann man postulieren, dass durch das Zusammenwirken der im nächsten Abschnitt diskutierten Sogwirkung der Zirkulation im synoptischen Massstab und der im Möhlinjet erfolgten Ablenkung der Luftzufuhr aus Osten aus dem Rheintal heraus in der Region Basel eine horizontale Divergenz entsteht, die kompensatorisch zum Absinken in der freien Atmosphäre (Absinken der Inversionsuntergrenze) führt.

Der Möhlinjet als Folge nichtregionaler, grossräumiger Prozesse

Wie in Abb. 11 gezeigt ist, ist der Möhlinjet Teil einer Strömung, welche durch das Überfliessen von Kaltluft aus dem bei dieser Wetterlage sehr häufig mindestens z. T. von Nebel oder Hochnebel bedeckten Mittelland entsteht. Nun ist die Aaremündung in den Rhein samt den westlichen angrenzenden niedrigen Juraausläufern der tiefstliegende Ausfluss aus dem grossen Becken des schweizerischen Mittellandes – er liegt etwa 100–150 m tiefer als im Südwesten die Lücke zwischen Jura und Jorat, durch welche Luftabfluss ins Rhonetals erfolgen kann. Dass ein solcher kontinuierlicher Luftabfluss erfolgt, hat zwei letzten Endes miteinander verknüpfte Gründe. Einmal führt der grossräumige, durch die Bodenreibung bedingte Luftabfluss aus dem Randgebiet der Hochdruckzone (etwa über Westdeutschland und dem nördlichen Frankreich oder aus dem Bereich des unteren Rhonetals) zu einer Sogwirkung auf die im schweizerischen Mittelland zwischen Alpen und Jura blockierten Massen. Da der Temperaturrückgang in der Kaltluftschicht unterhalb der Inversion normalerweise etwa 1 Grad/Tag beträgt, während der Strahlungsverlust an der Hochnebelgrenze zu einer Abkühlung von 7–8 Grad führen sollte, die nur zu einem kleinen Teil (10–20%) durch den Wärmefluss aus dem

Boden gedeckt wird, muss man ferner annehmen, dass nicht alle im Hochdruckbereich in der freien Atmosphäre absinkende Luft oberhalb der Inversion nach aussen abfliesst, sondern dass ein Teil, trotz der hohen Stabilität, durch sie hindurch in den darunterliegenden Kaltluftsee eindringt, und dessen strahlungsmässige Wärmeverluste advektiv und durch adiabatische Kompression weitgehend deckt. Da die Inversion bei langandauernden Hochdrucklagen normalerweise nicht ansteigt, sondern eher absinkt, muss diese Luft nach aussen abfliessen. Die beiden hier diskutierten Mechanismen sind selbstverständlich durch die grossräumige Dynamik miteinander verknüpft, d. h. sie sind Teile eines und desselben Prozesses im synoptischen Skala.

Nach dem oben Gesagten erfolgt dieser Abfluss vorwiegend durch den Bereich der Aaremündung (Abb. 11) und sammelt sich (wie Abb. 7 zeigt) im Möhlinjet. Konservative Abschätzung anhand des Wärmebudgets ergeben einen ständigen Luftabfluss von 30 – 50 km³/Std. Untersuchungen anhand der Winddaten zeigten für zwei herausgegriffene Tage (14. 1. 80 und 29. 11. 79, mässiger resp. starker Möhlinjet), analoge Werte für den Abfluss aus dem Rheintal via Dinkelberg sowie für das Einfliessen der Luft aus dem Mittelland ins Hochrheintal. Da wegen der ungenügenden Messdaten aus der freien Atmosphäre (ein gut entwickelter Möhlinjet erlaubt z. B. keinen Fesselballoneinsatz in seinem Bereich) diese Flussmessungen auf gewissen Extrapolationen beruhen, sind sie allerdings mit beträchtlicher Unsicherheit behaftet – wie auch die quantitative Abflussberechnung aus dem Mittelland. Innerhalb dieser Ungenauigkeitsschranken besteht aber gute Übereinstimmung, sodass an der prinzipiellen Richtigkeit dieser Erklärung des Möhlinjets kaum gezweifelt werden kann. Sie steht übrigens in guter Übereinstimmung mit der in Abb. 3 gezeigten Tatsache, dass die mit dem beschriebenen Strömungsfeld verknüpfte sonnenscheinmässige Bevorzugung der Region Basel bei Bisenlagen deutlich reduziert ist: Dann erfolgt der Abfluss mindestens teilweise durch die höher gelegene Lücke im Südwesten Richtung Genfersee-Rhonetals.

Aus der Tatsache, dass der Möhlinjet keine regional bedingte Strömung ist, sondern dem

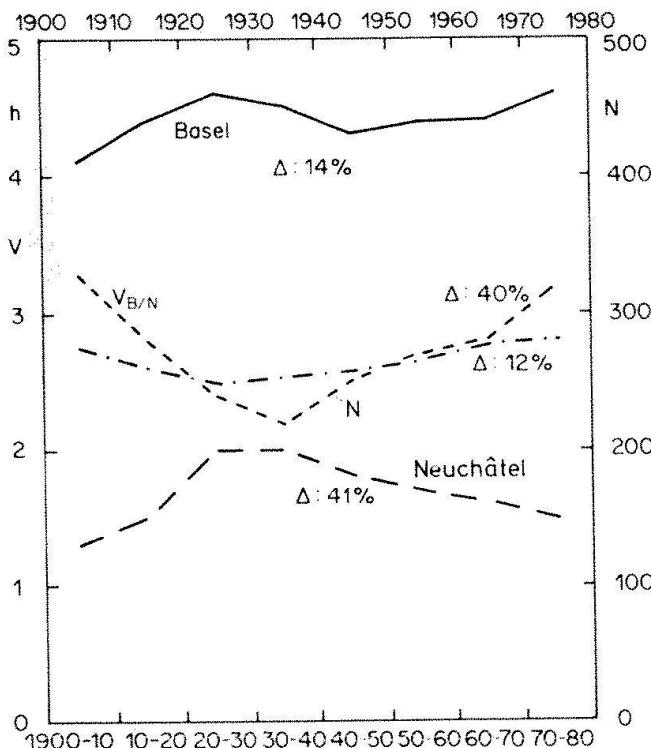


Abb. 12: Säkulare Schwankungen des Sonnenscheinverhältnis Basel / Jurasüdfuss (Neuchâtel) bei winterlicher Hochdrucklage (Ordinate links), Dezennienmittel 1 : 2 : 1 gelättet. Δ : Schwankungsbreite / Mittelwert in Prozent. N: Zahl der Hochdrucklagen pro Dezennium (Ordinate rechts).

Luftabfluss aus dem schweizerischen Mittelland entspricht und damit Teil eines Strömungssystems im synoptischen scale ist, d. h. mit Energieumsätzen verknüpft ist, die um Größenordnungen über den regionalen liegen, konnte gefolgert werden, dass dieses Strömungssystem und mit ihm die sonnenscheinmässige Bevorzugung Basels durch einige Grosskraftwerke nicht wesentlich beeinträchtigt werden könnte.

Langfristige Schwankungen der sonnenscheinmässigen Bevorzugung der Region Basel

Zur Prüfung der Frage, ob der zunehmende Stadteinfluss die sonnenscheinmässige Bevorzugung der Region Basel beeinflusst hat, wurde mit Hilfe der Datenbank der SMA die Dezenniensumme der winterlichen Hochdrucklagen und ihr Sonnenscheinmittel berechnet; als Vergleichsstation am Jurasüdfuss stand Neuchâtel zur Verfügung. Da die

Sondierungen in Payerne nicht für einen grösseren Zeitraum (ab 1900) zur Verfügung stehen, wurde das Inversionskriterium zur Auslese der Hochdrucklagen durch die Temperaturdifferenz Basel-Säntis ersetzt (bei starker Inversion ist sie klein). Gute Übereinstimmung in der Anzahl der Tage ergab sich für die detailliert untersuchte Periode mit der Bedingung ΔT (Basel-Säntis, Mittagstermin) $\leq 7^\circ C$. Abb. 12 fasst die Resultate zusammen.

Offensichtlich ergibt sich kein signifikanter Trend in der mittleren Sonnenscheindauer in Basel. Das Verhältnis zum Jurasüdfuss zeigt ein Minimum zwischen 1920 und 1950, das aber auf die Sonnenscheinzunahme in diesem Zeitabschnitt in Neuchâtel zurückzuführen ist, während gleichzeitig die Zahl der Hochdrucktage ein Minimum aufweist. Es ist zu vermuten, dass diese Schwankung ein Ausfluss globaler Zirkulationsänderungen ist; in diesem Zeitraum erreichte das nordhemisphärische Temperaturmittel nach kontinuierlichem Anstieg seit 1880 ein Maximum, um nachher wieder zu fallen. Dieses Resultat für die Region Basel steht in guter Übereinstimmung mit der im vorhergehenden Abschnitt diskutierten Stabilität der Wetterlage gegenüber anthropogenen Einflüssen; die stärkere Belastung der Atmosphäre mit Schadstoffen führt also nicht einmal zu einer merkbaren Verkürzung der Ansprechzeit des Sonnenscheinautographen.

Offene Fragen

Infolge des Zeitdruckes unter dem die CLIMOD-Untersuchung in ihrer Schlussphase stand, konnten einige nichtzentrale Zusatzprobleme nicht mehr angegangen werden. So wäre eine Strömungsuntersuchung im Raum Pratteln-Muttenz, wo an der Mündung des Ergolztals offenbar lokal verstärkte Windfelder auftreten im Zusammenhang mit der Dynamik der warmen Seite des Möhlinjets von Interesse. Ebenso konnte nicht abgeklärt werden, ob die den Dinkelberg überströmende Luft des Möhlinjets anschliessend nach Norden, über die häufig das Oberrheintal füllende stagnierende Nebelluft oder nach Westen durch die burgundische Pforte abfliesst; je nach grossräumiger Druckverteilung (Lage des Hochdruckzentrums) kann

man sich beides oder auch eine Aufspaltung des Flusses vorstellen.

Im Zusammenhang mit den Schadstoffproblemen auch des schweizerischen Mittellandes sowie der Region Basel, wären eine nähere Erforschung der Strömungsverhältnisse bei sommerlichen Hochdrucklagen von Interesse. In dieser Jahreszeit dürfte die Strömung stärker regional beeinflusst sein, wahrscheinlich aber doch nicht völlig, wie die Tatsache andeutet, dass die Strömungsrichtung im Hochrheintal auch im Sommer häufig keinen Tagesgang aufweist (Mitteilung von W. Schüepp). Untersuchungen über die Existenz eines Möhlinjets im Sommer wären von wesentlichem Interesse für das Verständnis des Lufthaushaltes in der Schweiz.

Schliesslich sollten Modellrechnungen mit den durch die Feldversuche gegebenen Rand-

bedingungen wiederholt werden, z.B. im Hinblick auf ein besseres Verständnis der Rückkoppelung zwischen dem Möhlinjet und den atmosphärischen Vorgängen auf seiner warmen (westlichen) Seite.

Literatur

Eidgenössische Kommission Meteorologie des schweizerischen Gebietes Hochrhein/Oberrhein, Juni 1981: Möglichkeiten regionaler Klimaveränderungen durch menschliche Einwirkungen, Schlussbericht über das Projekt CLIMOD.

Prof. Dr. Hans-Ulrich Dütsch
Atmosphärenphysik ETH
Hönggerberg HPP
CH-8093 Zürich

Modelle für die CLIMOD-Studie

Dieter Haschke

Zusammenfassung

Für die Untersuchung der Auswirkung von anthropogener Wärmeabgabe auf das Klima der Region um Basel wurden im Rahmen des Projektes CLIMOD drei Modellierungsansätze eingesetzt: die physikalische Modellierung sowie zwei mathematische Modelle. Der vorliegende Bericht stellt die mathematischen Modelle, das Kühlturmschwadenmodell FOG und das Grenzschichtmodell, vor. Ausgehend von den den Modellen zugrundeliegenden Gleichungen werden die Modelle dargestellt sowie deren Genauigkeit und Leistungsfähigkeit mittels ausgewählter Beispiele gezeigt. Anhand von Simulationsresultaten wird gezeigt, dass der Betrieb eines einzelnen Kühlturmes keine regionalklimatischen Auswirkungen hat, während eine willkürliche Verzehnfachung der Anzahl der Kühltürme mess- und damit nachweisbare Auswirkungen auf das regionale Klima haben könnte.

Résumé

Dans le cadre du projet CLIMOD, trois modèles ont été établis pour déterminer les effets des rejets anthropogènes de chaleur sur le climat de la région de Bâle: un modèle physique et deux modèles mathématiques. Le présent rapport expose les modèles mathématiques: le modèle de panache FOG et le modèle de la couche limite planétaire. Ces modèles, ainsi que leur exactitude et leur efficacité, sont présentés à partir de leurs équations de base et au moyen d'exemples choisis. S'appuyant sur les résultats de simulations, on montre que l'activité d'une seule tour de refroidissement n'a aucun effet climatique régional tandis qu'un décuplement arbitraire de leur nombre aurait sur le climat régional des effets mesurables et donc non négligeables.

Einleitung

Wesentliche Aufgabe der CLIMOD-Studie (1981) war es, die Möglichkeit einer regionalen Klimaveränderung durch den Ausbau der Kernkraftwerke mit atmosphärischer Kühlung an den Standorten Fessenheim (F), Wyhl und Schwörstadt (BRD) sowie Kaiserstuhl und Leibstadt (CH) zu untersuchen.

Dazu mussten einerseits detaillierte Kenntnisse des lokalen Klimas und speziell eventuelle Besonderheiten desselben durch Feldmesskampagnen erarbeitet werden (Dütsch, 1984), die auch die notwendige Datenbasis für die Modelle darstellen. Andererseits mussten die klimatischen Auswirkungen aller zukünftigen anthropogenen Eingriffe in die regionalen Klimamechanismen durch den Einsatz von Modellen quantifiziert und prognostiziert werden.

Aus der Sicht des Modellierers war es klar, dass die Entwicklung eines umfassenden Klimamodells mit der Anforderung der Quantifizierung anthropogener Einflüsse nicht kompatibel ist. Daher wurde frühzeitig beschlossen, die Modellierung und damit auch die Feldexperimente auf ausgewählte Wetterlagen zu beschränken, von denen auf Grund allgemeiner atmosphärenphysikalischer Überlegungen eine anthropogene Beeinflussbarkeit nicht ausgeschlossen werden konnte. Für die Modelle stellten sich daraus folgende Anforderungen:

- sie müssen in der Lage sein, die eine regionale Wetterlage bestimmenden physikalischen Prozesse wie z. B. Advektion, Strahlungsströme, Energie- und Massenaustausch an der Bodenoberfläche und Turbulenz richtig simulieren zu können.
- die durch anthropogene Effekte bewirkten Veränderungen obiger physikalischer Prozesse wie zum Beispiel zusätzlicher Energie- und Masseneintrag in regionalem Massstab

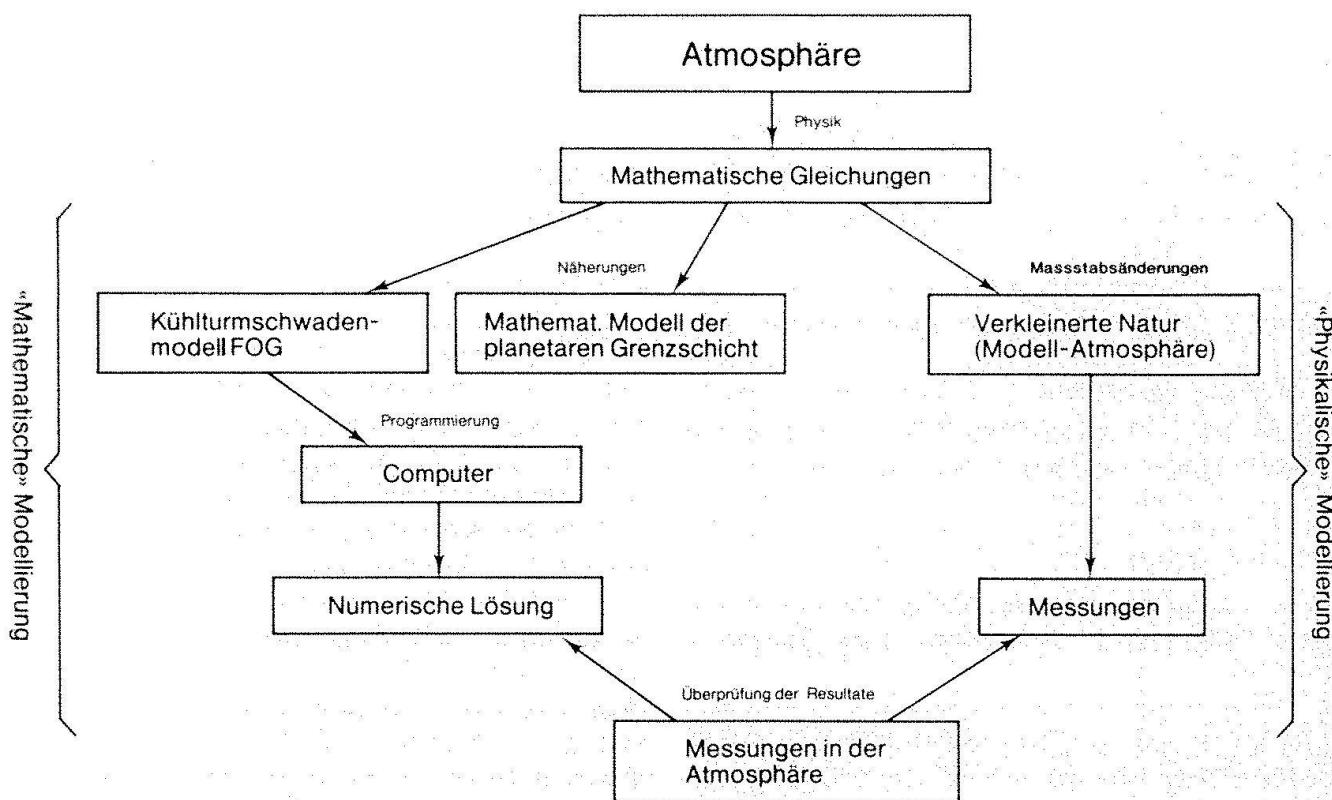


Abb. 1. Schematische Übersicht über das Vorgehen bei der mathematischen und physikalischen Modellierung der Atmosphäre (nach CLIMOD [1981] geändert).

oder Veränderungen von Bodenbeschaffenheit und Bodenrauhigkeit müssen mit dem Modell darstellbar sein.

Die erste Anforderung dient zur Sicherstellung, dass das zum Einsatz gelangende Modell die planetare Grenzschicht und deren zeitliche Entwicklung während einer bestimmten Wetterlage, den sogenannten «Istzustand» nachbilden kann. Mit der zweiten Bedingung wird ein Werkzeug gefordert, das anthropogene Veränderungen des «Istzustandes» nachzuvollziehen in der Lage ist, und quantitative Aussagen über dessen mögliche Veränderungen gestattet.

Modelle in der CLIMOD-Studie

Obwohl ein relativ geradliniger Weg zur Aufstellung eines die physikalischen Prozesse in der Atmosphäre beschreibenden Gleichungssystems führt, ist es nicht möglich, dieses System in einer für CLIMOD befriedigende Art zu lösen. Daher war es naheliegend, dass die Simulation der für CLIMOD

relevanten Probleme mit mehreren Modellierungsansätzen angegangen wurde.

Zwei Modelliertechniken sind dabei zum Einsatz gelangt, die in der Terminologie des Projektes CLIMOD als «physikalische» und «mathematische» Modellierung bezeichnet wurden.

Der Zusammenhang dieser beiden Modellierungswege ist auf Abb. 1 veranschaulicht. Dabei ist zu erkennen, dass sowohl ein mathematisches Modell der Atmosphäre als auch ein physikalisches Modell der Atmosphäre aus demselben System von Grundgleichungen hervorgeht.

Während die physikalische Modellierung mit Massstabsänderungen in den Grundgleichungen Ähnlichkeitsregeln für eine verkleinerte Modellatmosphäre ableitet, mit der experimentiert wird, führt die mathematische Modellierung problemangepasste Näherungen in die Grundgleichungen ein, um zu mathematischen Modellen, im speziellen Fall der CLIMOD-Studie zwei Modelle, zu kommen. Der weitere Weg führt über eine Diskretisierung des Gleichungssystems und dessen Programmierung zu einem für die numerische Vorausberechnung regionaler Wetter-

lagen und deren anthropogener Beeinflussbarkeit brauchbaren Werkzeug.

Die wichtigsten Vor- und Nachteile der physikalischen und mathematischen Modellierung sind in Tab. 1 gegenübergestellt. Hinzuzufügen wäre zu dieser Tabelle, dass die physikalische Modellierung, sofern quantitative Aussagen angestrebt werden, zwei Messprobleme gibt: Die Feldmessungen in der Atmosphäre und die Messungen in der Modellatmosphäre, beide mit dem zugeordneten Aufwand an Datenverarbeitung. Die letztere Messaufgabe entfällt bei einer mathematischen Modellierung.

Das mathematische Kühlturmschwadenmodell FOG nach Gassmann und Tinguely (1982)

Die wichtigste dem Modell zugrundeliegende Vorstellung besteht in der Unterteilung des

gesamten Schwadens, ob sichtbar oder unsichtbar, in einen Ast aufsteigender Luftpakte und einen Diffusionsteil. Der Aufstiegsast ist gekennzeichnet durch eine mittlere Vertikalgeschwindigkeit, die grösser ist als die Turbulenz-Intensität der freien Atmosphäre; im Diffusionsteil ist dieser Sachverhalt umgekehrt.

Für die Berechnung der Schwadenachse wurde die folgende Modellvorstellung herangezogen: Ein homogenes Luftpaket verlässt den Kühlurm mit einer mittleren Vertikalgeschwindigkeit. Seiner kleinen Trägheit zufolge nimmt es sofort die Horizontalgeschwindigkeit des Windes an. Während des Aufstieges um einen Vertikalschritt Δz wird einerseits wegen der Eigenturbulenz des Paketes, andererseits wegen der Turbulenz der freien Atmosphäre Umgebungsluft zugemischt (Entrainment), die homogen im Paket verteilt dessen Grösse und thermodynamischen Zustand ändert. Dies wirkt sich in einer Ver-

Tab. 1. Wichtigste Aspekte der physikalischen und mathematischen Modellierung (aus CLIMOD, 1981).

Phänomen	mathematische Modellierung	physikalische Modellierung
natürliche Strahlungsströme	werden vollständig berücksichtigt, genauere Kenntnis der Zusammensetzung der Atmosphäre notwendig	werden nur über die Bodenenergiebilanz berücksichtigt
Bodenenergiebilanz	wird vollständig berücksichtigt, Kenntnis der Verdunstungseigenschaften des Bodens notwendig	wird angenähert berücksichtigt durch Nachbildung des Tagesgangs der Bodenoberflächentemperatur; Verdunstung wurde nicht berücksichtigt
Wasserdampf	Kondensation und Verdunstung wird berücksichtigt, auch Wechselwirkung mit Strahlungsströmen (Nebelbildung)	Kondensation und Verdunstung wurden nicht berücksichtigt
Cumuluskonvektion	kann mit den verwendeten Modellen nicht simuliert werden, erfordert anders aufgebaute Modelle	kann mit den verwendeten Modellen nicht simuliert werden
Atmosphärische Turbulenz	wird detailliert in Abhängigkeit der lokalen Stabilität der Atmosphäre berücksichtigt	mittlere mechanische und thermische Turbulenz wird im Modell 1:5 000 und 1:25 000/1:10 000 richtig berücksichtigt
Orographie, Modellperimeter	Orographie muss mit einem Maschengitter angenähert werden, dadurch entsteht Glättung. Modellperimeter ist wegen des Rechenaufwandes auf regionale Untersuchungen beschränkt	Orographie wird detailliert berücksichtigt, Modellperimeter aus praktischen Gründen durch die Modellgrösse beschränkt
Strömungen	wegen der näherungsweisen Darstellung der Orographie geglättete Strömungen	sehr gut geeignet für die qualitative Nachbildung von Strömungen in der Atmosphäre und deren anschauliche Sichtbarmachung
Simulation verschiedener Wetterlagen	jeweils umfangreiche Eingabevorbereitungen mit Testläufen notwendig	schnelle Umstellung von einer zur anderen Lage möglich

BERECHNUNG VON KUEHLTURMSCHWADEN

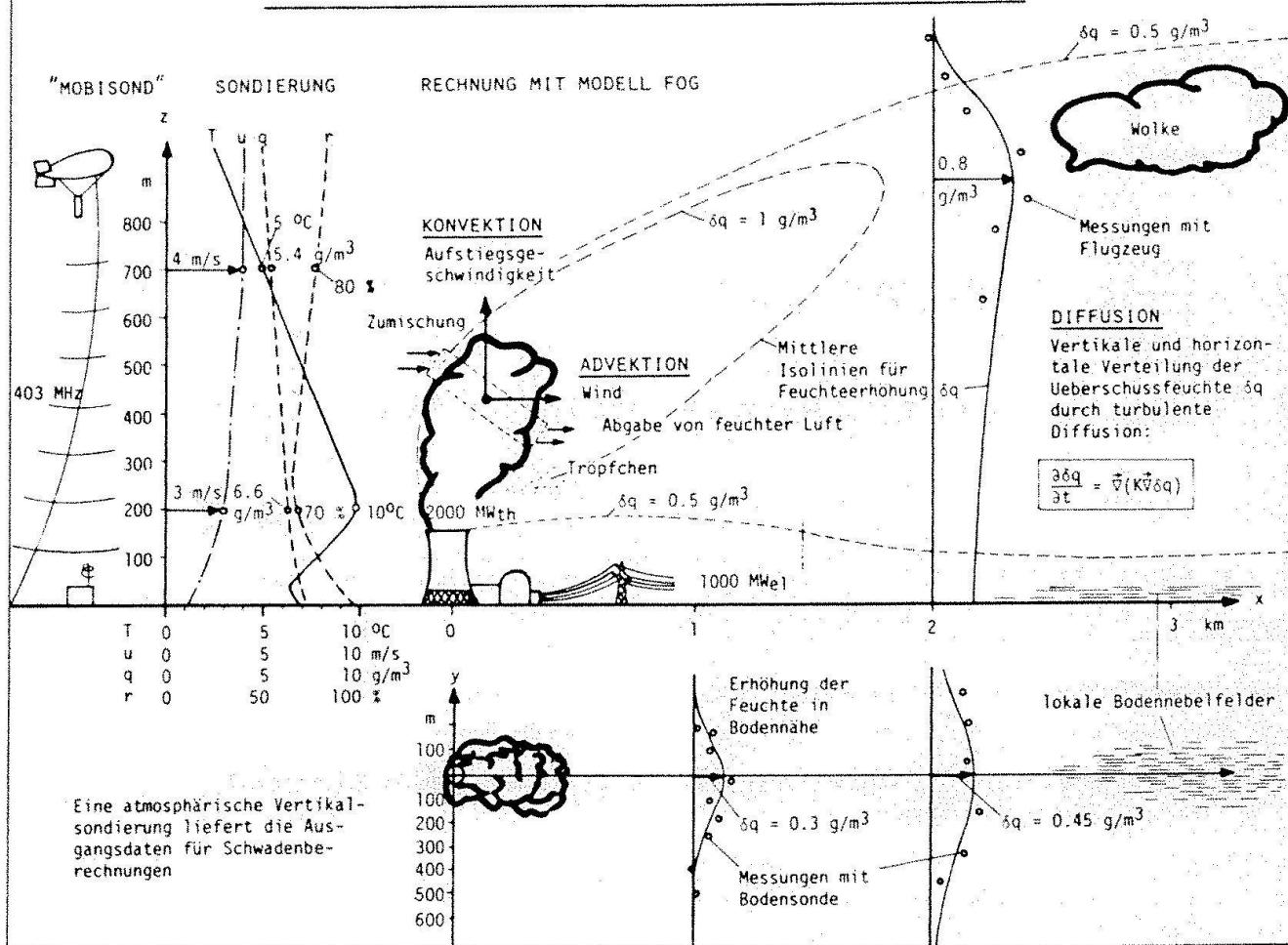


Abb. 2. Einsatz des Kühlturmschwadenmodells FOG. Eine feinaerologische Sondierung (links) stellt die meteorologischen Eingabeparameter für das Kühlturm-

schwadenmodell bereit. FOG berechnet dann Aufstieghöhen, sichtbare Teil- und Zusatzfeuchten bzw. Temperaturerhöhung durch die Schwaden (rechts).

änderung des Auftriebes und damit einer Veränderung der Vertikalbewegung aus. Gleichzeitig mit diesen Vorgängen wird ein Teil des betrachteten Paketes an die Umgebungsluft abgegeben (Detrainment). Wird das Paket durch die Zustandsänderung übersättigt, entstehen winzige Nebeltröpfchen, die ab einer gewissen Dichte anwachsen und durch Zusammenstöße koagulieren können und schliesslich als Regentropfen das Paket verlassen. Dadurch fallen sie unterhalb des Schwadens in ungesättigte Luft hinein und verdampfen, währenddem sie eine bestimmte Strecke durchfallen. Kühlt sich das Paket bis unter die Gefriertemperatur der Wasserdrops ab, werden diese in Eiskristalle umgewandelt, und die dabei frei werdende Schmelzwärme vergrössert den Auftrieb des Paketes.

Die mathematische Formulierung vorhergehender Modellvorstellungen führt zu dem in Tab. 2 zusammengefassten Formelsatz, der dem entsprechenden Computerprogramm zugrundegelegt ist. Da die fundamentalen Erhaltungssätze der Physik hier für ein (relativ grosses) Volumenelement formuliert wurden, sind sie als solche vielleicht nicht auf den ersten Blick erkennbar. Sie sind jedoch identisch mit den auf Tab. 3 in differentieller Form angeschriebenen Sätzen für das mathematische Modell der planetaren Grenzschicht und in diese überführbar.

Die praktische Anwendung des Modells FOG ist auf Abb. 2 dargestellt. Die erforderliche meteorologische Information besteht aus einer feinaerologischen Sondierung bis etwa 800 – 1000 m über Boden und vorzugsweise in der Nähe des Standorts des Kühltur-

Tab. 2. Mathematisches Kühlturmschwadenmodell FOG. Für die Ableitung der Formeln wird auf Gassmann (1980) und Gassmann und Tingueley (1982) verwiesen. Die Symbole sind am Schluss des Artikels zusammengefasst.

Impulssatz (Gleichung für die Vertikalbewegung für ein Schwadenpaket)

$$\frac{dw}{dt} = g \left(\frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} - Q^{cl} \right) - \mu_{en} w^2$$

Energiesatz für das Schwadenpaket (1. Hauptsatz der Thermodynamik)

$$dT_p = dz \frac{r \left\{ (1 + X_s) \frac{T_{vp}}{T_{ve}} + X_s \Lambda_1 \right\} - \mu_{en} (E + \Lambda_3) + \delta * (T_p - T_f) \Lambda_4}{1 + X_s \left(\frac{C_p^v}{C_p^a} + \Lambda_2 \right) + Q^{cl} \frac{C}{C_p^a}}$$

Massenerhaltung für Wasserdampf im (ungesättigten) Schwadenpaket (Kontinuitätsgleichung)

$$X_p + dX_p = \frac{X_p + \mu_{en} dz X_e}{1 + \mu_{en} dz}$$

zusätzlich: Kontinuitätsgleichung für Wassertröpfchen in gesättigtem Paket
 Zu- und Entmischung von Umgebungsluft zu Schwadenpaket
 («Entrainment» und «Detrainment»)

$$\text{Definition Entrainmentparameter} \quad \mu_{en} \equiv \frac{1}{m^a} \frac{dm_{en}^a}{dz} > 0$$

$$\text{Definition Detrainmentparameter} \quad \mu_d \equiv \frac{1}{m^a} \frac{dm_d^a}{dz} < 0$$

Zusammenhang zwischen De- bzw. Entrainmentparameter und De- bzw. Entrainmentgeschwindigkeit

$$\mu_{en,d} = \frac{1}{dz} \frac{2\pi r_c ds v_{en,d} \varrho^a dz / w}{\pi r_c^2 ds \varrho^a} = \frac{2 v_{en,d}}{r_c w}$$

Parametrisierung der De- bzw. Entrainmentgeschwindigkeit

$$v_{en} = \alpha w \cos \zeta + \gamma w \sin \zeta + v_a$$

$$v_d = -v_a$$

$$\tan \zeta \equiv \frac{u}{w}$$

Zumischung durch atmosphärische Turbulenz

$$v_d = \delta \sqrt{\frac{u^2}{w'^2}} \cdot \frac{u}{\sqrt{u^2 + w^2}}$$

Experimentell abgesicherte Zahlenwerte

$$\alpha = 0.09, \gamma = 0.35, \delta = 0.5$$

Diffusion von Schwadenfeuchte: Vertikalverteilung mit Faltung über Feuchtequellen

$$\Delta q(z, x + \Delta x) = \int_0^H \Delta q(z', x) \cdot G_D(z-z'; z, t) dz'$$

mit

$$G_D(z-z'; z, t) =$$

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma(t)} \left\{ e^{-\frac{(z-z')^2}{2\sigma^2(t)}} + e^{-\frac{(z+z')^2}{2\sigma^2(t)}} + e^{-\frac{(2H-(z+z'))^2}{2\sigma^2(t)}} \right\}$$

wobei

$$\sigma(t) = \sqrt{2Dt}, t = \Delta x/u$$

und Parametrisierung der Diffusionskoeffizienten D_i mit

$$D_i = \sqrt{w'^2_i} \cdot A_i$$

$$A_i = 0.046 (\bar{z}_i + 4)^{1.4}, \bar{z}_i \text{ abhängig von T-Schichtung}$$

Für horizontale Diffusion in ausreichender Entfernung von der Quelle ergibt sich eine Streubreite von:

$$\sigma(x) = \sqrt{R_o^2 + 2\bar{D} \cdot \frac{x}{\bar{u}}}$$

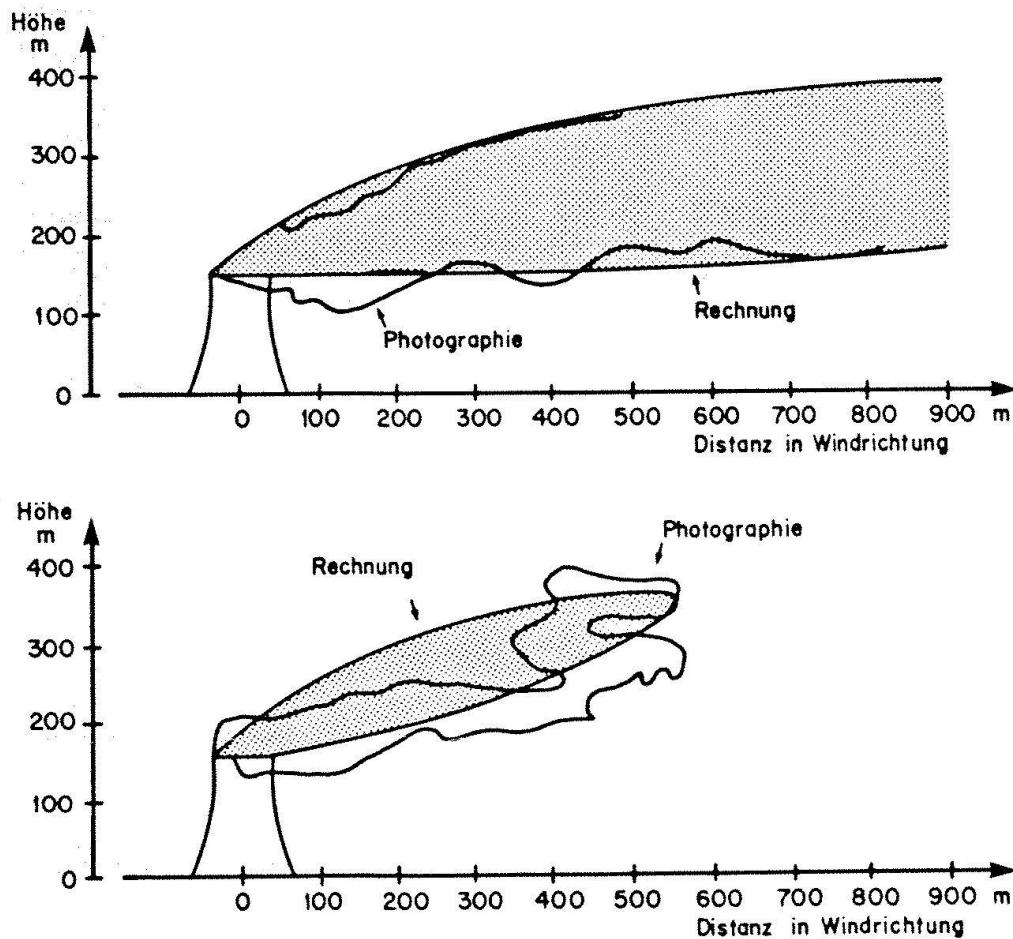


Abb. 3. Vergleich beobachteter mit berechneten Schwaden nach F. Gassmann und M. Tinguely (1982). Die Rechnung wurde unter Verwendung einer am Standort gemachten Sondierung durchgeführt. Die obere Figur zeigt einen Schwaden mit nicht genau angebarer Länge, da sie sich mit einer tiefliegenden, geschlossenen Wolkendecke vereinigt. Die untere Figur zeigt einen ähnlichen Vergleich. Die Schwadenlänge kann aus der Fotografie angegeben werden und wird durch die Rechnung gut bestätigt. Die aus der Fotografie abgeleitete Momentanform der Schwaden ist prinzipiell nicht mit Modellrechnungen voraussagbar, das Modell gibt die sich bei den vorherrschenden Wetterbedingungen einstellende mittlere Schwadenform wieder.

mes. Das EIR setzt dazu ein leichtes, transportables Sondierungssystem für die meteorologischen Größen Druck, Temperatur, Feuchte sowie Windrichtung und -geschwindigkeit ein («MOBISOND»). Die anschließend durchgeführte Schwadenrechnung liefert die Schwadenachse, die Vertikalgeschwindigkeit während des Aufstieges sowie die Aufstiegshöhe. Weiters werden die durch die Schwaden verursachte Feuchteänderung oder, jedoch weniger wichtig, Temperaturänderung, die sich durch turbulente Diffusion in der planetaren Grenzschicht ergeben, berechnet.

Die Leistungsfähigkeit des Modells ist anhand von zwei Beispielen dargestellt. Auf Abb. 3 ist ein Vergleich von sichtbaren Schwaden, deren Form anhand einer Fotografie festgelegt wurde, mit den entsprechenden Nachrechnungen gezeigt (Gassmann und Tinguely, 1982). Zwei Fälle aus einem umfangreichen Material, das im Zuge eines internationalen Vergleichs von Schwadensimulationsrechnungen am KKW Philippsburg I (BRD) erarbeitet wurde, sind herausgegriffen. Die obere Figur der Abb. 3 zeigt einen

sehr langen Schwaden, der sich mit einer tiefliegenden geschlossenen Wolkendecke vereinigt, sodass keine Schwadenlänge angegeben werden kann. Die untere Figur zeigt einen Vergleich mit einem etwa 600 m langen Schwaden, der bis auf etwa 400 m über Boden steigt.

Die Abb. 4 zeigt ein in CLIMOD (1981) untersuchtes Schwadenverhalten während einer winterlichen Hochdrucklage, während der das schweizerische Mittelland unter einer Hochnebeldecke liegt. Die zwei wichtigen Grenzfälle «Schwaden durchbricht Nebeldecke» und «Schwaden bleibt in Nebeldecke stecken» sind herausgegriffen. In beiden Fällen zeigt sich, dass das Modell auch in diesen anspruchsvollen Fällen das Schwadenverhalten richtig reproduziert.

Das mathematische Modell der planetaren Grenzschicht («PGS-Modell»)

Ausgehend von einem in (Jacobs, Pandolfo und Atwater, 1975) dargestellten mathemati-

Tab. 3. Grundgleichungen des PGS-Modells. Die Symbole sind am Schluss des Artikels zusammengefasst.

Strömungsfeld

Bewegungsgleichungen
(Horizontales
Geschwindigkeitsfeld)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + (\vec{v}_h \nabla) u = f \cdot \left\{ v - v_g(z) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K_m \cdot \frac{\partial u}{\partial z} \right\}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + (\vec{v}_h \nabla) v = -f \cdot \left\{ u - u_g(z) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K_m \cdot \frac{\partial v}{\partial z} \right\}$$

Vertikalgeschwindigkeit

$$w(\zeta) = - \int_0^\zeta \left[\frac{\partial u}{\partial \xi}(z') + \frac{\partial v}{\partial \eta}(z') \right] dz'$$

Thermische
Windgleichungen

$$u_g(z) \equiv u_g(H) \frac{T_v(z)}{T_v(H)} + g \frac{T_v(z)}{f} \int_z^H \frac{1}{T_v(z')^2} \cdot \frac{\partial T_v}{\partial y} dz'$$

$$v_g(z) \equiv v_g(H) \frac{T_v(z)}{T_v(H)} - g \frac{T_v(z)}{f} \int_z^H \frac{1}{T_v(z')^2} \cdot \frac{\partial T_v}{\partial x} dz'$$

Energiegleichung

Luft

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (\vec{v}_h \nabla) T = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_e \frac{\partial T}{\partial z} \right] + F \frac{\partial K_e}{\partial z} - F_w + \left\{ \frac{\partial T}{\partial t} \right\}_{rad} + \frac{C_L \cdot L_e}{C_p} + \dot{S}_T$$

Energiequelle durch
Strahlungsabsorption

Boden

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_s \frac{\partial T}{\partial z} \right]$$

Wasserdampf

$$\frac{\partial q}{\partial t} + (\vec{v}_h \nabla) q = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_e \frac{\partial q}{\partial z} \right] - C_L + \dot{S}_q$$

Luftverunreinigungen

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + (\vec{v}_h \nabla) C_i = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_e \frac{\partial C_i}{\partial z} \right] + \left\{ \frac{\partial C_i}{\partial t} \right\}_{ph} + \dot{S}_i C_i$$

photochemischer Quellterm

Bodenenergiebilanzgleichung

$G \cdot (1-a)$	solare Einstrahlung
+ EA	atmosphärische Gegenstrahlung
= $\sigma \cdot T_I^4$	Infrarotausstrahlung der Bodenoberfläche
- $\varrho C_p^a K_e \left\{ \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_+ + \Gamma \right\}$	sensibler Wärmefluss
	} in Atmosphäre
- $\varrho L_e K_e \frac{\partial q}{\partial z}$	latenter Wärmefluss
+ $\varrho_s c_s K_s \left\{ \frac{\partial T}{\partial z} \right\}_-$	sensibler Wärmefluss in Boden
- $Q_w c_w P_r (T_r - T_I)$	Energieeintrag durch Niederschlag
- \dot{S}_{T_I}	anthropogene Energiequellen am Boden

schen Modell der planetaren Grenzschicht wurde das für die CLIMOD-Studie eingesetzte PGS-Modell entwickelt, um die Auswirkungen von Abwärmeeinleitung in die Atmosphäre bei speziellen («kritischen») regionalen Wetterlagen untersuchen zu können. Die dem Modell zugrundegelegten Gleichungen sind in Tab. 3 zusammengefasst. Zu bemerken ist, dass die Bewegungsgleichung für die Vertikalgeschwindigkeit nur in ihrer Restform als hydrostatische Grundgleichung im Modell berücksichtigt ist, die zusammen mit der Zustandsgleichung für feuchte Luft sowie der Definition des geostrophischen Windes zur thermischen Windgleichung umgeformt ist. Damit wird erreicht, dass der Druck im Modell nicht als Variable auftritt, sondern nur die Temperatur. Das Modell wurde im Hinblick auf seine Anwendung bewusst so gestaltet, da sich anthropogene Einträge in die planetare Grenzschicht primär als Temperaturänderungen bemerkbar machen, die dann durch Störungen des Druckfeldes Änderungen im Windfeld bewirken.

Die Verwendung der thermischen Windgleichung in der auf Tab. 3 angegebenen Form beschränkt das Modell auf eine Atmosphäre, die sich nahezu in hydrostatischem Gleichgewicht befindet. Die Erfahrung zeigt, dass die Atmosphäre praktisch immer diese Bedin-

gung erfüllt. Meteorologische Phänomene, die mit grossen Vertikalbeschleunigungen verbunden sind, wie z. B. Konvektion, sind ausserhalb des Anwendungsbereiches des Modells. Im Prinzip ist eine Erweiterung des Modells auf eine nichthydrostatische Atmosphäre möglich, ist aber für die CLIMOD-Studie nicht notwendig gewesen. Die Beschränkung auf eine hydrostatische Formulierung des Modells gestattet einerseits die Verwendung des Massenerhaltungssatzes (in inkompressibler Schreibweise) als prognostische Gleichung zur Berechnung der Vertikalgeschwindigkeit, andererseits muss bemerkt werden, dass dadurch die Lösungsmöglichkeit eingeschränkt wird.

Die Energiegleichung des Modells ist mit der Bilanzgleichung für Wasserdampf über die Kondensationsrate und der dabei frei werdenden Energie direkt gekoppelt. Eine indirekte Koppelung besteht über die in der Tabelle nicht angegebene, aber im Modell enthaltenen Strahlentransportrechnung, da die durch Kondensation entstehenden Wassertropfen die natürlichen Strahlungsflüsse stark modifizieren und so in die Energiebilanz eingreifen. Das Modell kann anthropogene Wärme- und Feuchtequellen in praktisch beliebiger Konfiguration und zeitlicher Variabilität der Quellstärke berücksichtigen. In der gegenwärtigen Version ist die Simula-

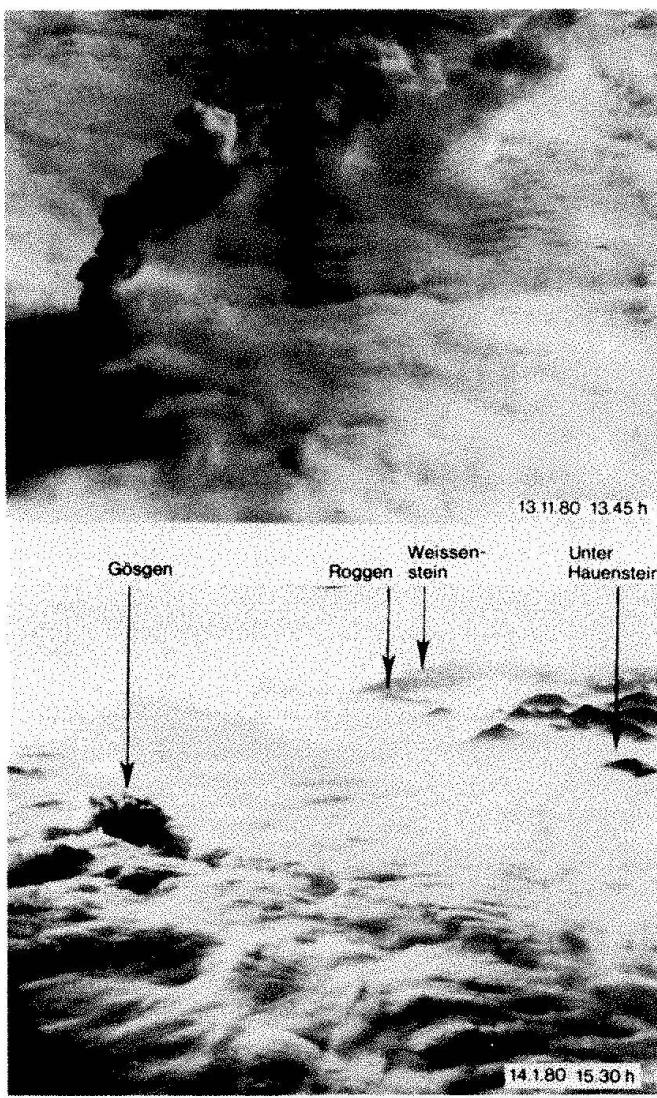
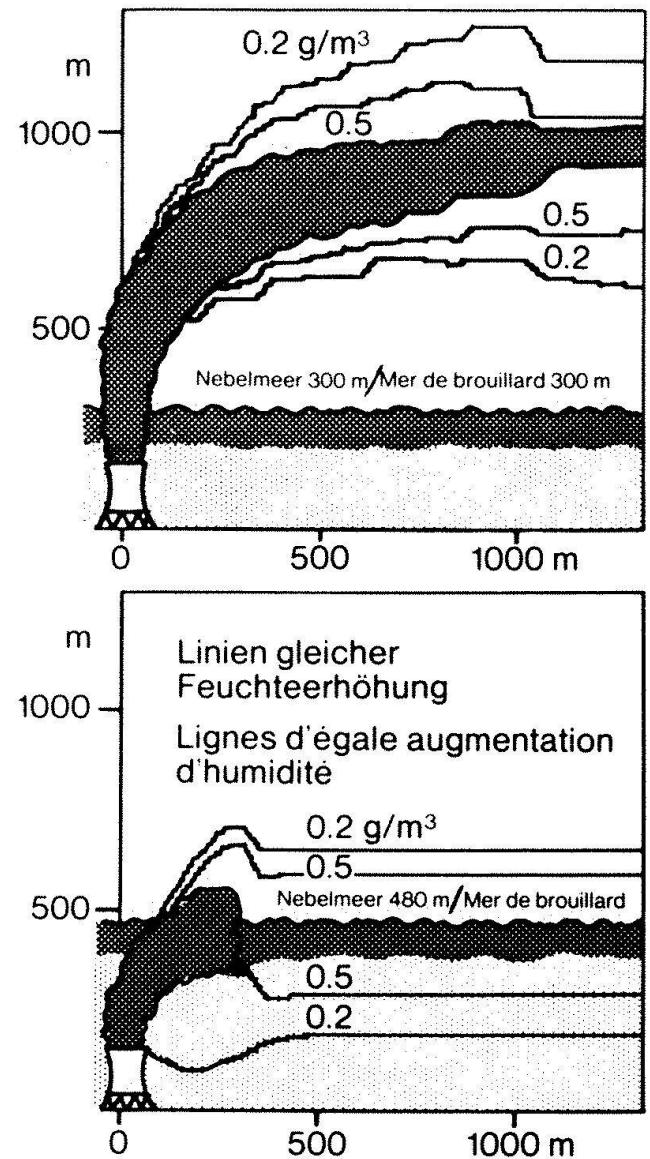


Abb. 4. Verhalten des Schwadens des Kernkraftwerkes Gösgen bei einer winterlichen Hochdrucklage mit Nebelmeer über dem Mittelland. Die obere Figur zeigt die Fotografie eines relativ tiefliegenden Nebeldecke durchstossenden Schwadens und dessen Nachrechnung



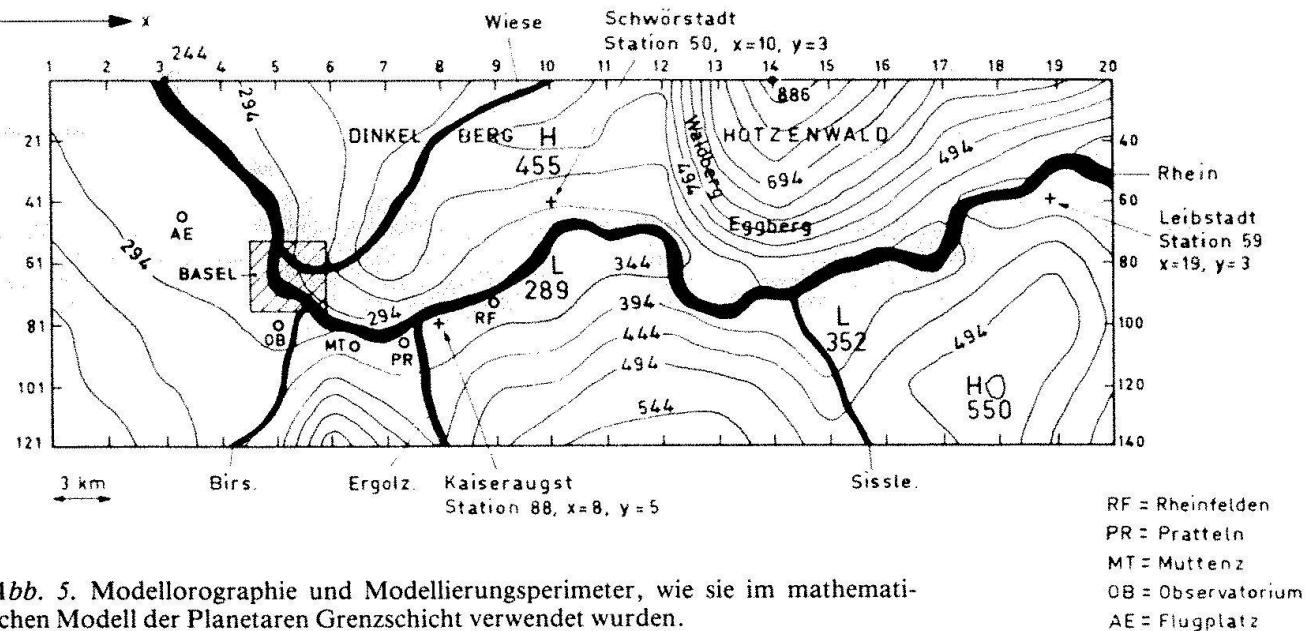
mit dem Modell. In der unteren Fotografie ist der Schwaden nicht in der Lage, die Nebeldecke zu durchstossen, rechts unten die entsprechende Modellrechnung nach CLIMOD (1981).

tion von zwei verschiedenen Luftverunreinigungen möglich, die sich gegenseitig nicht beeinflussen, deren Rückwirkung auf die Strahlungsflüsse aber berücksichtigt werden kann. Der in den Gleichungen auf Tab. 3 berücksichtigte Quellterm durch photochemische Reaktionen wird an der Technischen Universität Karlsruhe (Institut für Thermodynamik, Leiter: Prof. G. Ernst) entwickelt, ist aber noch nicht einsatzbereit.

Der Einsatz des PGS-Modells erfordert die Vorgabe von Rand- und Anfangsbedingungen, mit denen das Modell an das synoptische Wettergeschehen angekoppelt wird. Prinzipiell ist dazu die Angabe von Funk-

tionswerten oder deren Ableitungen an den Rändern möglich. Diese werden im allgemeinen zeit- und ortsabhängig sein. Eine Vorgabe von Funktionswerten, z. B. der Temperaturverteilung und des Windfeldes an den Rändern, ist mit ausreichender Genauigkeit schon aus praktischen Gründen nicht möglich, so dass eine auf diese Art erzwungene Ankoppelung des regionalen Modells an das grossräumige Wettergeschehen nicht sinnvoll erscheint.

Für die Vorgabe von Gradienten anstatt Funktionswerten als Randbedingungen an den seitlichen Rändern sprechen folgende Überlegungen:



- Sie sind räumlich und zeitlich, verglichen mit den hier interessierenden Raum- und Zeitscales, nicht zu stark variierende Funktionen.
- Sie können zumindest größenordnungsmässig und für bestimmte Höhenniveaus aus den synoptischen Wetterkarten bestimmt werden.
- Durch Vorgabe von Gradienten wird auch eine ein- bzw. zweidimensionale Simulation der planetaren Grenzschicht sinnvoll, da dadurch zumindest Advektion in den nicht betrachteten Koordinatenrichtungen berücksichtigt wird.

Das Modell wurde daher so aufgebaut, dass es mit Hilfe von zeit- und höhenabhängig vorgebbaren Gradienten der meteorologischen Variablen als Randbedingungen rechnet (Haschke, 1983).

Wie aus den auf Tab.3 angeschriebenen Gleichungen hervorgeht, wurde für die Behandlung atmosphärischer Turbulenz ein einfacher Diffusionsansatz gewählt, der vertikalen Impuls-, Energie- und Stoffaustausch beschreibt. Horizontaler Transport obiger Größen erfolgt durch die advektiven Terme der Gleichungen. Horizontale turbulente Diffusion wird nicht explizit berücksichtigt, da der heutige Stand des meteorologischen Wissens dazu noch zu grosse Lücken enthält und eine sinnvolle Parameterisierung daher nicht möglich ist. Durch die Diskretisierung

der advektiven Terme mit Hilfe von «Upstream»-Differenzen wird jedoch implizite numerische Diffusion in die numerische Lösung der Gleichungen eingeschleppt, von der angenommen werden kann, dass sie die tatsächlich vorhandene horizontale Diffusion grob approximiert (Molenkamp, 1968 und Orville, 1968).

Die vertikalen Diffusionskoeffizienten für Impuls, Energie und Wasserdampf bzw. Schadstoffe werden abhängig von der lokalen Stabilität der Atmosphäre, ausgedrückt durch die lokale Gradienten-Richardson-Zahl, gebildet oder mit Hilfe von ebenfalls stabilitätsabhängigen Profilfunktionen unter Zuhilfenahme der Ähnlichkeitstheorie in der planetaren Grenzschicht gebildet. Beide Methoden geben vergleichbare Resultate für die Diffusionskoeffizienten. Prinzipiell sind auch Turbulenzparameterisierungen höherer Ordnung im Modell verwendbar. So wurde die Energiegleichung für turbulente Energie (« k -Gleichung») zur Turbulenzparameterisierung herangezogen, da sie eine einfache Behandlung des turbulenten Energieflusses durch die obere Modellbegrenzung gestattet. Es zeigte sich, dass bei Wahl der oberen Modellbegrenzung in ausreichendem Abstand der Bodengrenzfläche (~ 2 bis 4 km) Resultate erzielt werden, die gut mit den mit einem Diffusionsansatz erhaltenen übereinstimmen. Diese wesentlich aufwendigere Anwendung der « k -Gleichung» für die Turbulenz-

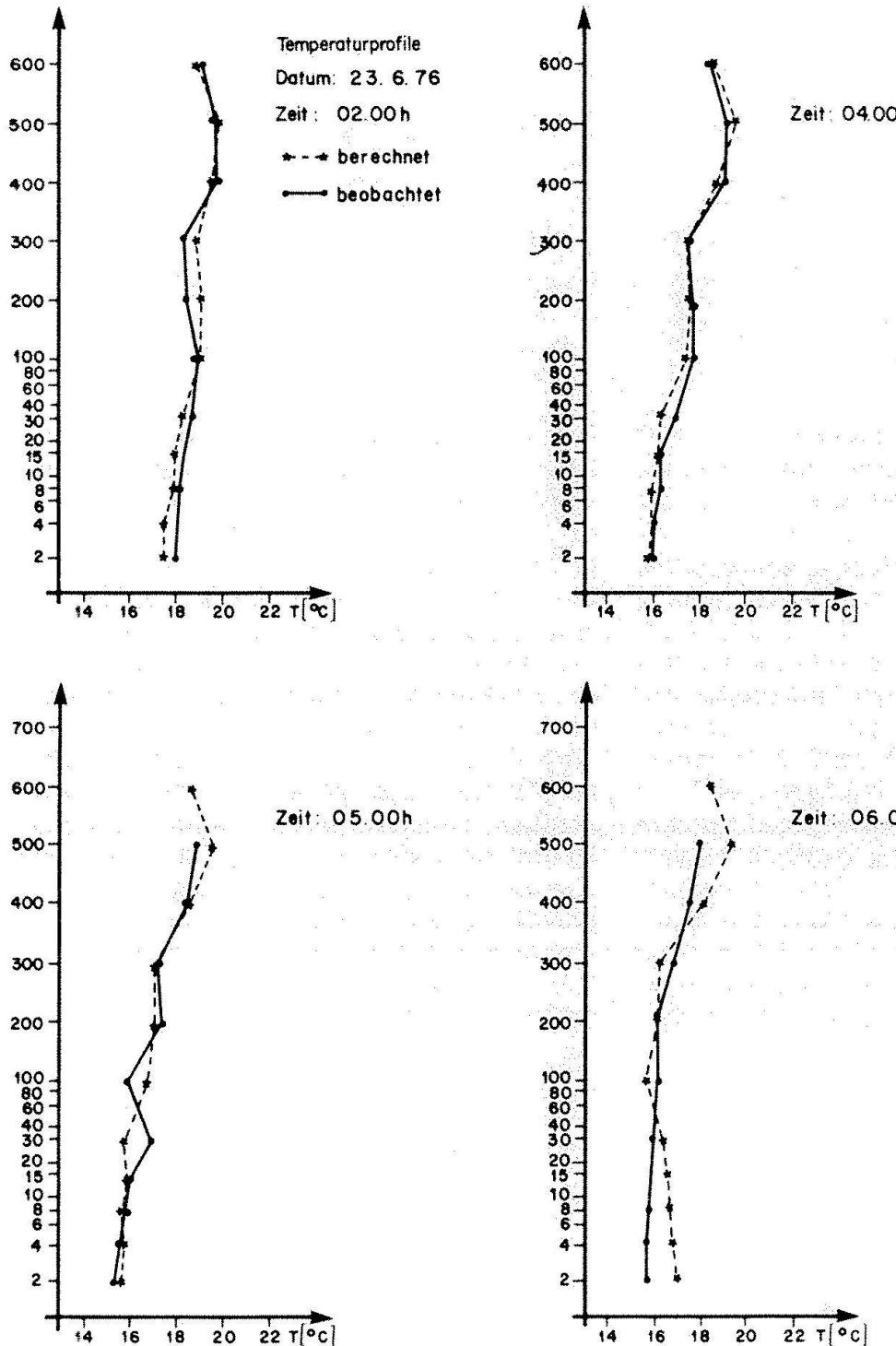


Abb. 6. Vergleich gemessener und berechneter Temperaturprofile am 23.6.1976 zu verschiedenen Zeitpunkten. Beginn der Rechnung am 22.6.1976 um 10.00 h.

parameterisierung wurde daher nicht notwendig.

Untersuchungsgebiet

Das im Rahmen des Projektes CLIMOD mit dem mathematischen Modell untersuchte Gebiet erstreckte sich von der Aaremündung bis unterhalb von Basel etwa auf die Höhe

der Ortschaft Efringen (Baden-Württemberg). Auf der Landeskarte 1:100000 der Eidgenössischen Landestopographie ist das Gebiet durch die Koordinaten (600, 258), (600, 279) und (660, 258), (660, 279) abgegrenzt, was eine Ausdehnung von 21 km in Richtung N-S und 60 km in Richtung W-O ergibt.

Für die Modellsimulation wurde das Gebiet mit einem 3×3 km Raster approximiert.

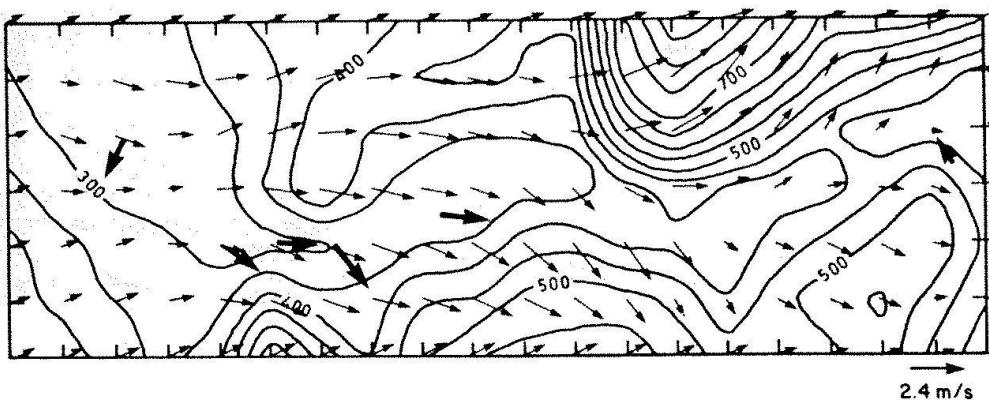


Abb. 7. Vergleich des berechneten Temperaturfeldes des 8 m über Boden mit Temperaturmessungen (23.6.1976, 10.00 h).

Jeder Maschenpunkt ist damit für eine Fläche von 9 km^2 repräsentativ. Durch Bildung einer mittleren Höhenkote wird die für die Simulation massgebende Orographie erhalten. Ein Bild der so gebildeten numerischen Approximation des Gebietes ist in Abb. 5 dargestellt.

Ausgehend von der tiefsten Station werden für je 50 m Höhendifferenz Höhenschichtlinien gezeigt. Zusätzlich sind die bei den Modellsimulationen verwendeten Stationsnummierungen in die Abb. 5 eingetragen. Die wichtigen orographischen Charakteristiken gehen aus der Abbildung deutlich hervor. Problematisch ist nur die Darstellung des Rheintals an den Engstellen bei Stein/Laufenburg (etwa bei Station 72 bis 76). Bedingt durch die Mittelung über den 3 km-Raster ergibt sich hier ein leichtes Gefälle des Talbodens in Richtung Ost.

Modellverifikation

Ein mathematisches Modell der planetaren Grenzschicht ist nur dann brauchbar, wenn es das beobachtete und gemessene Wetterge-

schehen reproduzieren kann. Im einfachsten Fall bedeutet das, dass das Modell aus fein-aerologischen Sondierungen erhaltene Temperatur-, Wind- und Feuchteprofile ausgehend von vorgegebenen Anfangsprofilen zu reproduzieren vermag. Dies sei am Beispiel von Temperaturprofilen auf Abb. 6 gezeigt. Das Modell wurde mit einer am 22. 6. 1976 um 10.00 h gemachten Sondierung gestartet, 16 Stunden später zeigt der Vergleich auf Abb. 6 eine gute Übereinstimmung zwischen gerechneten und gemessenen Temperaturprofilen. Obige Resultate stammen aus einer eindimensionalen Rechnung, d. h. es wird eine horizontal homogene planetare Grenzschicht vorausgesetzt. Problematisch wird ein Vergleich zwischen Beobachtung und Rechnung, wenn die reale planetare Grenzschicht betrachtet wird, die unter dem Einfluss ausgeprägter Orographie, stark veränderlicher physikalischer Eigenschaften der Bodengrenzfläche sowie der Einwirkung synoptischer Wetterbedingungen horizontal inhomogen ist und eine dreidimensionale, zeitabhängige Simulation erfordert.

Auf den Abb. 7 und 8 ist der Vergleich des berechneten Temperatur- bzw. Windfeldes

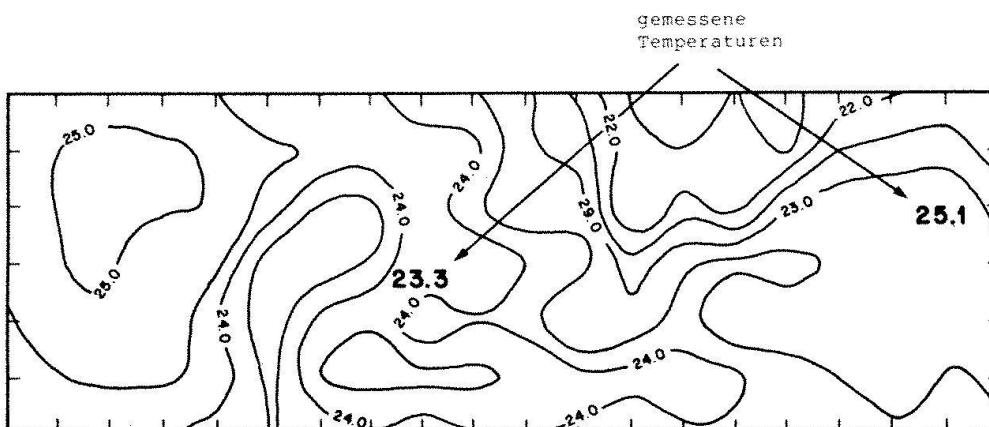
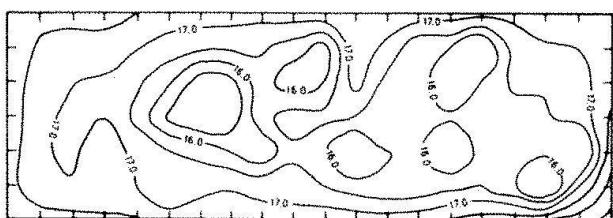
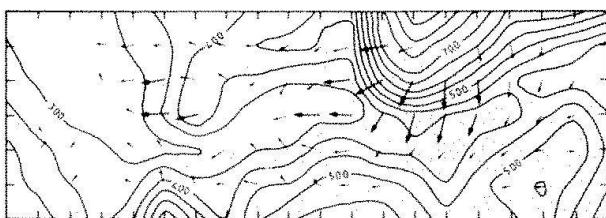


Abb. 8. Berechnetes Windfeld 8 m über Boden und Vergleich mit gemessenen Winden 10 m über Boden (23.6.1976, 10.00 h). Die dünnen Pfeile entsprechen berechneten, die fetten Pfeile gemessenen Windvektoren.

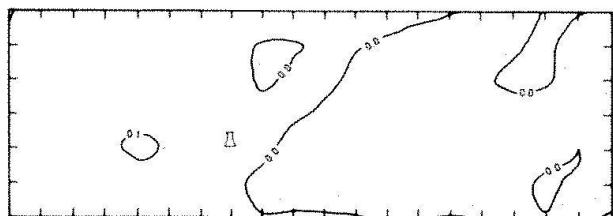


Temperatur

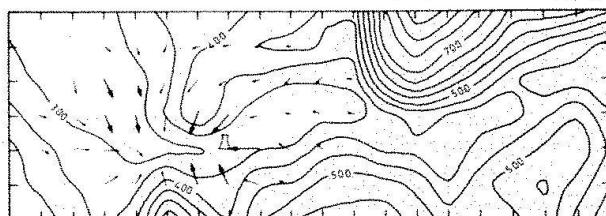


Wind

→ 2,6 m/s

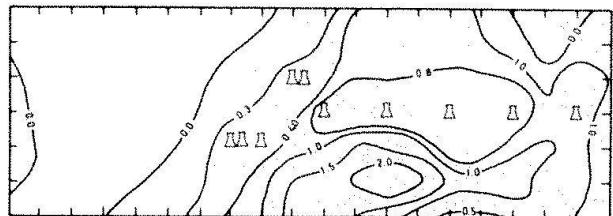


Temperatureffekt eines Kühlturmes

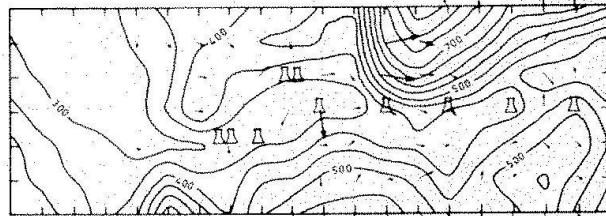


Windfeldbeeinflussung durch 1 Kühlтурm

→ 0,2 m/s



Temperatureffekt von 10 Kühltürmen



Windfeldbeeinflussung durch 10 Kühltürme

→ 4,6 m/s

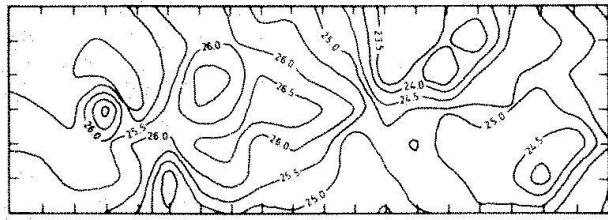
Abb. 9. Sommerliche Hochdrucklage, 22.-26. Juni 1976. Temperatur- und Windfeld am Tag, 8 m über Boden. Anthropogene Wärmequellen sind Trockenkühltürme mit je 2×10^9 W Leistungsabgabe. Die Auswir-

kung des Kühlerturbobetriebes ist als Temperaturdifferenz bzw. Vektor-differenz des Windfeldes gegenüber dem Istzustand angegeben.

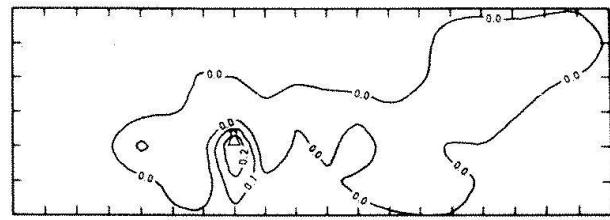
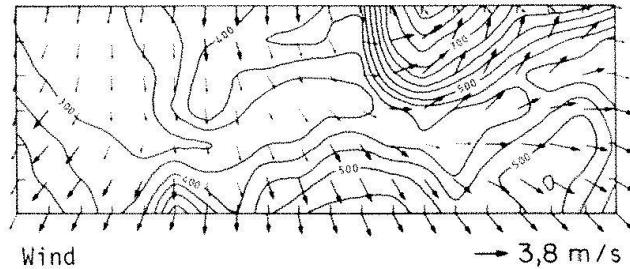
im 8 m-Niveau für den 23. 6. 1976, 10.00 h gezeigt. Um das berechnete Temperaturfeld zu vergleichen, sind zum Beispiel nur zwei Messwerte im ganzen Gebiet vorhanden. Das berechnete Windfeld kann im 8 m-Niveau noch mit 6 Beobachtungsstationen im 10 m-Niveau verglichen werden, für höhere Niveaus ($h > 100$ m) sind, ähnlich wie bei der Temperatur, nur ein oder höchstens zwei Messwerte vorhanden. Ein Vergleich der berechneten Felder mit der Natur kann also nur beschränkt durchgeführt werden. Die Modellresultate (die natürlich am Standort von Sondierungen mit den Messwerten übereinstimmen müssen) können dann als eine physikalische konsistente räumliche und zeitliche Extrapolation der Messungen aufgefasst werden, das mathematische Modell stellt die Extrapolationsvorschrift dar.

Anthropogene Beeinflussung von Wetterlagen

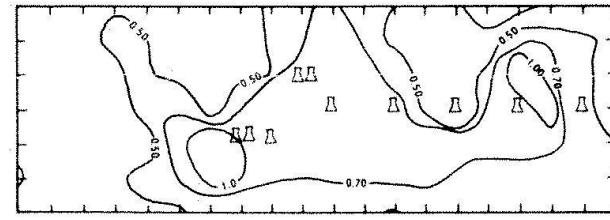
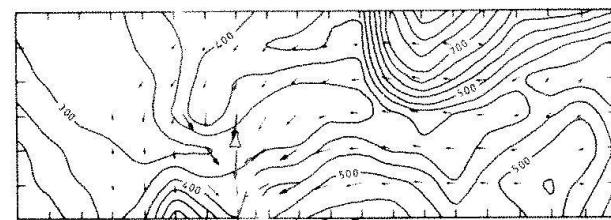
Das Erscheinungsbild einzelner Kühlturm schwaden, deren zeitliche Änderungen sowie die Auswirkungen auf die unmittelbare Umgebung um den Standort wurden mit dem in Abschnitt 3 dargestellten Schwadenmodell untersucht. Ein ausführliches Beispiel einer derartigen Untersuchung für die von Dütsch (1984) ausführlich diskutierte winterliche Hochdrucklage wird von Gassmann, Tingueley und Haschke (1982) dargestellt. Auf den Abbildungen 9, 10 und 11 sind Resultate von Untersuchungen über die mesoskalige Auswirkung von Kühltürmen, wie sie mit dem planetaren Grenzschichtmodell erhalten werden, dargestellt. Die oberen Figuren jeder Abbildung zeigen das berechnete Tem-



Temperatur



Temperatoreffekt eines Kühlturmes



Temperatoreffekt von 10 Kühltürmen

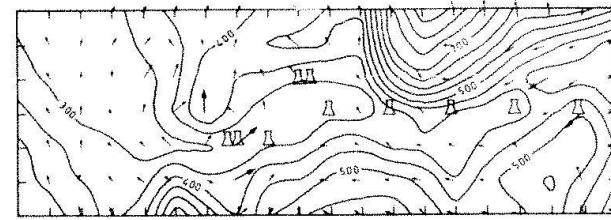


Abb. 10. Sommerliche Hochdrucklage, 22.-26. Juni 1976. Nächtliches Temperatur- und Windfeld 8 m über Boden. Anthropogene Wärmequellen sind Trockenkühltürme mit je 2×10^9 W Leistungsabgabe. Die Aus-

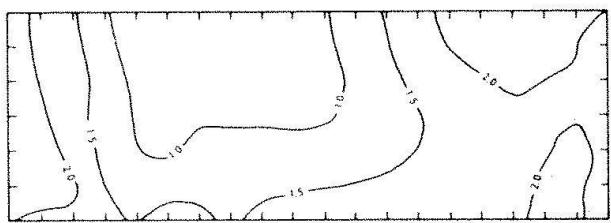
wirkung des Kühlturnbetriebes ist als Temperaturdifferenz bzw. Vektor-differenz des Windfeldes gegenüber dem Istzustand angegeben.

peratur- und Windfeld des Istzustandes und 8 m über Bodenniveau. Die mittleren beiden Figuren geben die durch den Betrieb eines Trockenkühlturnes mit einer Leistung von 2×10^9 W bewirkten Veränderungen des Temperatur- bzw. Windfeldes gegenüber dem Istzustand. Die unterste Figurenreihe zeigt als Resultat einer Parameteruntersuchung die Auswirkungen von 10 Trockenkühlturnen mit einer Leistung von je 2×10^9 W an 8 hypothetischen Standorten auf das Temperatur- und Windfeld.

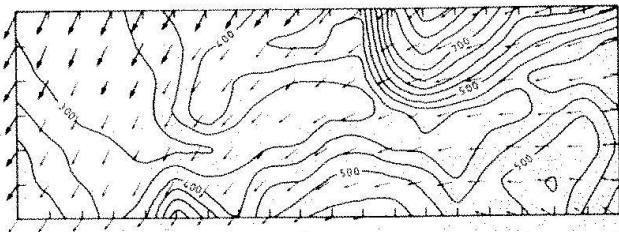
Auf Abb. 9 ist der Istzustand des voll ausgebildeten Wind- und Temperaturfeldes am Tage während der bereits erwähnten sommerlichen Hochdrucklage wiedergegeben (23.6.1976, 16.00 h). Sowohl Windsystem als auch Temperaturfeld sind stark durch die lokale Orographie bestimmt. Das Tempera-

turfeld zeigt kältere Höhenrücken und einen wärmeren Talgrund, das Windsystem ist im wesentlichen ein Talwindsystem mit der Besonderheit, dass es in etwa in einen N-S-Ast und einen W-O-Ast zerfällt, was durch das Abbiegen des Rheintals in Richtung N bei Basel zu verstehen ist.

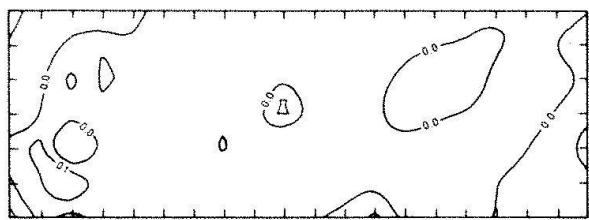
Der Einfluss eines Trockenkühlturnes auf das Temperaturfeld lässt einen Nahbereich erkennen, der sich etwa 3 - 6 km um den Kühlturn befindet und Temperaturänderungen von etwa 0,3 K aufweist. Ausserhalb des Nahbereiches entstehen grossräumige Störungen des Temperaturfeldes von einigen 10^{-2} bis 10^{-3} K, die als Ausgleichsvorgänge auf die lokale Störung zu interpretieren sind. Die Lage des Nahbereiches relativ zum Kühlturn ist von der jeweiligen Windrichtung (Advektionsrichtung) abhängig.



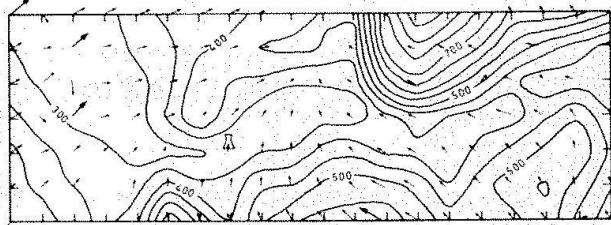
Temperatur



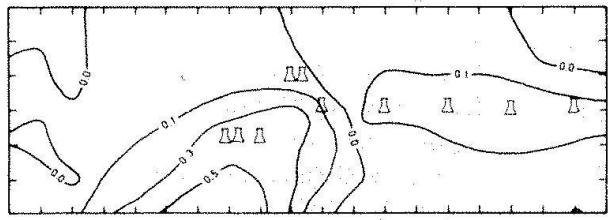
Wind



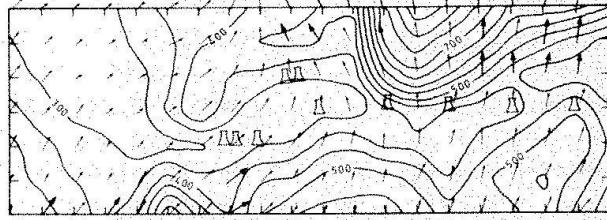
Temperatureffekt eines Kühlturms



Windfeldbeeinflussung durch 1 Kühlтурm
→ 0,2 m/s



Temperatureffekt von 10 Kühltürmen



Windfeldbeeinflussung durch 10 Kühltürme
→ 0,7 m/s

Abb. 11. Winterliche Hochdrucklage, 18.-21. Dezember 1977. Temperatur- und Windfeld am Tag, 8 m über Boden. Anthropogene Wärmequellen sind Trockenkühltürme mit je 2×10^9 W Leistungsabgabe. Die Aus-

wirkung des Kühlturmbetriebes ist als Temperaturdifferenz bzw. Vektor-differenz des Windfeldes gegenüber dem Istzustand angegeben.

Deutlich zeigt sich der Einfluss des Trockenkühlturmes auf das Bodenwindfeld durch die Bildung von Konvergenzgebieten im Bereich des Kühlturmes, wobei durch den KühlTurmbetrieb hervorgerufene Effekte von etwa 20 – 30 cm/s auftreten.

Die durch den Betrieb von 10 Kühltürmen verursachten Temperatureffekte sind in der Größenordnung von 0,5 – 1,0 K und umfassen Gebiete von der Größenordnung von einigen 10 km. Die Größenordnung dieses Temperatureffektes und das davon betroffene Gebiet sind so, dass sie als klimatologisch relevante anthropogene Erwärmung bewertet werden müssten und sicher nicht vernachlässigt werden können. Durch die Kühltürme bewirkte Änderungen des Windfeldes sind in gleicher Größenordnung wie das Windfeld des Istzustandes, also auch hier muss von ei-

ner klimatologisch relevanten anthropogenen Veränderung gesprochen werden.

Abb. 10 zeigt die bodennahen Verhältnisse bei der gleichen sommerlichen Hochdrucklage in der Nacht (23. 6. 1976, 4.00 h). Das berechnete Temperaturfeld zeigt geringfügig wärmere Höhenrücken und kühlere Talböden, wie es konsistent mit dem berechneten Bergwindsystem ist. Bemerkenswert ist der praktisch vernachlässigbare bodennahe Temperatureffekt eines Trockenkühlturmes zu diesem Zeitpunkt, was auf die stabile Schichtung der Bodennähe (wegen der nächtlichen Ausstrahlung) zurückzuführen ist. Diese behindert die vertikale Durchmischung und «schirmt» so die bodennahen Luftsichten von der überhöhten Wärmequelle ab. Von Haschke (1983) wurde der Einfluss eines Trockenkühlturmes über eine 24 h-

Periode berechnet und gezeigt, dass die nächtlichen Effekte eines Einzelkühlturmes unter gewissen Umständen aber auch grösser sein können als jene am Tag. Demgegenüber sind die nächtlichen Temperatureffekte, die durch den Betrieb von 10 Trockenkühltürmen hervorgerufen werden, beträchtlich. Hier kann sich die nächtliche Strahlungsinversion nicht ungehindert ausbilden, so dass die Temperatureffekte der Kühltürme gut messbare Grössenordnungen annehmen. Auch das nächtliche Bergwindsystem wird wesentlich gestört und praktisch von einem anthropogenen überlagert.

Abb. 11 zeigt in bereits gewohnter Darstellung die bodennahen Kühlturmeffekte bei einer winterlichen Hochdrucklage (18.12.1977, 23.00 h). Das bodennahe Windsystem des Istzustandes wird durch Advektion aus dem Schweizerischen Mittelland erzeugt (Dütsch, 1984) und dem Modell durch Vorgabe entsprechender Randbedingungen mitgeteilt. Dementsprechend stellt sich ein Temperaturfeld ein, das keine orographische Einflüsse erkennen lässt. Da die Atmosphäre bei dieser Wetterlage sehr stabil geschichtet ist, vertikaler Energieaustausch also stark behindert ist, sind die Temperatureffekte bei Betrieb eines bzw. von 10 Kühltürmen kleiner als in den vorhergehenden Beispielen. Der Transport des durch die Kühltürme in die Atmosphäre eingeleiteten Energieflusses erfolgt im wesentlichen durch Advektion in den Luftsichten in Quellhöhe. Konvektion ist ebenfalls unmöglich wegen der vorhandenen starken Höheninversion (Dütsch, 1984). Auch die Auswirkungen auf das Windsystem sind kleiner als in den vorhergehenden Beispielen, da die Energieabgabe durch den Kühlturm nicht in die von aussen aufgezwungene Advektion eingreifen kann.

Die von Dütsch (1984) dargestellte komplizierte Physik der winterlichen Hochdrucklage, insbesondere das Zusammenspiel zwischen Kaltluftsee über dem Mittelland, darüberliegender warmer Luft, die durch grossräumige Advektion aus S bis SW herangeführt wird, sowie lokaler Orographie kann mit dem Grenzschichtmodell in seinem jetzigen Entwicklungsstand nur beschränkt nachgebildet werden. Künftige Modellierungsarbeiten dieses Falles müssten einerseits den südlichen Rand des Modellierungsperimeters

weiter in das Schweizerische Mittelland verschieben, um insbesondere den Jurakamm voll berücksichtigen zu können, andererseits müssten die Strahlungsströme und deren Wechselwirkung mit Dunst bzw. Nebel genauer und damit auch aufwendiger als bisher berechnet werden.

Symbole

C	= spezifische Wärme für Wasser oder Eis
$C_p^{a,v}$	= spezifische Wärme bei konstantem Druck für trockene Luft, Wasserdampf
C_L	= Kondensationsrate
D	= Koeffizient für turbulente Diffusion von Wasserdampf
f	= Coriolisparameter
G	= Kern der Faltung
g	= Erdbeschleunigung
K_m, K_s	= Diffusionskoeffizienten
L_e	= spezifische Verdampfungswärme
L_s	= spezifische Sublimationswärme
M	= Molekulargewicht
m	= Masse im Paket
Q^{cl}	= Mischungsverhältnis für Cloud Water
Δq	= durch Schwaden hervorgerufene Veränderung der Wasserdampfdichte
R^a	= Gaskonstante pro Molekulargewicht von trockener Luft
R_o	= Kühlturm-Austrittsradius
r_c	= charakteristischer Radius
s	= Weg auf der Schwadenmittellinie
t	= Zeit
T	= Temperatur
T_v	= virtuelle Temperatur
u, v, w	= Windgeschwindigkeit (x, y, z -Komponente)
u_g, v_g	= x, y -Komponenten des geostrophischen Windes
v_a	= Vermischungs-Geschwindigkeit zufolge atmosphärischer Turbulenz
v_h	= Vektor des horizontalen Windes
v_d	= Detrainment-Geschwindigkeit
v_{en}	= Entrainment-Geschwindigkeit
w	= Vertikalgeschwindigkeit des Paketes
X_s	= Sättigungs-Mischungsverhältnis von Dampf über Wasser, Eis
x, X	= Koordinate in Windrichtung; Mischungsverhältnis
z	= Vertikalkoordinate
α	= Entrainment-Parameter für «vertical stage»

γ	= Entrainment-Parameter für «bent over stage»
δ	= Entrainment-Parameter für atmosphärische Turbulenz
Λ	= charakteristische Mischungslänge für atmosphärische Turbulenz
ρ	= Dichte
σ	= Standard-Abweichung bei Gauss-Verteilung
μ	= Vermischungs-Parameter
ζ	= Winkel zwischen der Vertikalen und der Schwadenachse (Modell FOG)
ξ, η, ζ	= relative Koordinaten (Grenzschichtmodell)

Spezielle Abkürzungen

Λ_1, Λ_4, E = Abkürzungen komplizierter Ausdrücke
(Gassmann und Tinguely 1982)

Indices rechts oben:

a	= trockene Luft (air)
cl	= Wolkenwasser (cloud water)
i	= Eis (ice)
v	= Wasserdampf (vapour)
w	= Wasser (water)
,	= Abweichung vom Mittelwert (Schwankungsgröße)

Indices rechts unten:

e	= Umgebung (environment, FOG), Energie (Grenzschichtmodell)
en	= Beimischung (entrainment)
d	= Abgabe von Schwadenluft an die Umgebung (detrainment)
m	= Impuls momentum
p	= Paket (parcel)
s	= Sättigung (saturation)
v	= virtuell (virtual)

Literatur

- CLIMOD, 1981: Möglichkeiten Regionaler Klimaveränderungen durch menschliche Einwirkungen, Schlussbericht über das Projekt CLIMOD, Bern.
- Dütsch, H. U. 1984: CLIMOD: Thematik und Feldexperimente. Dieser Band, Seite 52.
- Gassmann, F. et al., 1976: Messungen an Kühlurmfahren, mathematische Simulation und Bedeutung von Messungen, Jü1 1250 (Teil 1) und EIR-Bericht Nr. 295.
- Gassmann, F. 1980: Untersuchungen zur Turbulenztheorie am Beispiel des rotationssymmetrischen Freistrahles, Diss. ETH Nr. 6772.
- Gassmann, F., Tinguely, M. 1982: In: Vergleich von Schwadensimulationsrechnungen mit Beobachtungen am KKW Philippsburg I, EIR interner Bericht TM-34-82-3.
- Gassmann, F., Tinguely, M., Haschke, D. 1982: Calculs de Panaches de Tours de Refroidissement pour des Situations de Haute Pression Hivernales, EIR-Bericht Nr. 475.
- Haschke, D. 1983: Die Simulation des zeitlichen Ablaufes regionaler Wetterlagen mit einem mathematischen Modell der planetaren Grenzschicht, Diss. ETH Nr. 7251.
- Jacobs, C. A., Pandolfo, J. P. and Atwater, M. A. 1975: A Description of a General Three Dimensional Numerical Simulation Model of a Coupled Air-water and/or Air-land Boundary Layer, IFYGL final report, CEM Report No. 5131-509a.
- Molenkamp, C. R., 1968: Accuracy of Finite Difference Methods Applied to the Advection Equation. J. Appl. Meteorol. 7, p. 160.
- Orville, H. D., 1968: Grid Interval Effects on a Numerical Model of Upslope Winds and Mountain-Induced Cumulus. J. Atm. Sci. 25, p. 1164.

Dr. Dieter Haschke
Eidgenössisches Institut für Reaktorforschung
CH-5303 Würenlingen

Effets météorologiques des tours de refroidissement

Daniel Schneiter

Résumé

Les effets météorologiques des tours de refroidissement de grande puissance (2000 MW thermiques) peuvent être évalués à l'aide de modèles numériques, pour autant que les sondages aérologiques choisis comme données d'entrée, soient représentatifs. La comparaison statistique des mesures météorologiques effectuées avant et pendant l'exploitation de la centrale de Gösgen, met en évidence les diminutions de la durée d'insolation et une modification des distributions journalières de température et d'humidité. L'évolution du panache de vapeur et le déplacement de son ombre portée sont observés continuellement par un réseau de six caméras dans le but d'obtenir une distribution fine de la diminution d'insolation. Les prises de vue aéroportées (1000 m/sol) ont décelé des transferts d'humidité jusqu'aux nuages d'altitude. En conditions météorologiques instables, le panache est susceptible de stimuler des formations nuageuses importantes.

Zusammenfassung

Die meteorologischen Auswirkungen von Kühltürmen grosser Leistung (2000 MW_{th}) können mittels numerischen Modellen abgeschätzt werden, sofern die als Eingangsdaten benutzten aerologischen Sondierungen repräsentativ sind. Der statistische Vergleich der vor und während des Betriebs des Kernkraftwerks Gösgen durchgeföhrten meteorologischen Messungen zeigt eine Verminderung der Sonnenscheindauer sowie eine Veränderung der täglichen Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilungen.

Das zeitliche Verhalten des Dampfschwadens und die Verschiebung seines Schattenwurfs werden ununterbrochen von einem Netz von 6 Kameras beobachtet, mit dem

Ziel, eine feine Verteilung der Sonnenschein-dauerverminderung zu erhalten. Mit Hilfe von Luftaufnahmen (1000 m/Boden) liessen sich Feuchtigkeitsverlagerungen bis auf Wolkenhöhe nachweisen. Bei instabilen meteorologischen Verhältnissen ist der Schwaden in der Lage bedeutende konvektive Wolkenbildungen zu fördern.

Les différents effets météorologiques

Les principaux effets météorologiques dus à l'exploitation d'une tour de refroidissement de grande puissance (500-2000 MW thermiques) se résument comme suit:

Effets à courte distance:

1. Ombrage propre de la tour
2. Embruns provenant de la base du réfrigérant

Effets dus au panache:

3. Diminution de la durée d'insolation par ombrage
4. Modification du rayonnement par ombrage, par réflexion et par émission infrarouge
5. Modification de la température au sol
6. Modification de l'humidité relative au sol
7. Modification des précipitations par interaction entre le panache et les nuages naturels (stimulation, alimentation)
8. Effets synergétiques entre le panache et la pollution ambiante.

Effets à plus longue distance:

9. Formation de couches d'air humide au niveau de stabilisation du panache
10. Effets instabilisants en altitude.

D'autres effets peuvent agir sur l'environnement, comme le bruit, le problème des bactéries, de la corrosion, des odeurs, de la pollution des eaux ou de l'esthétique.

Les nombreuses études (plus de 800) publiées à ce jour (OMM, bibliographie 1983) ont abordé la plupart de ces questions et proposent des analyses qualitatives et quantitatives plus ou moins concluantes.

Les effets à courte distance se manifestent en premier lieu dans l'enceinte même de la centrale. L'ombre de la tour s'étend vers les habitations proches lorsque l'élévation du soleil est faible. Des écrans protecteurs suppriment efficacement la propagation des embruns sur les routes ou autoroutes voisines.

Pour le voisinage, l'ombre du panache représente une gêne certaine et fait actuellement l'objet d'études détaillées. Les effets sur la distribution des températures et de l'humidité sont assurément faibles et restent difficiles à déterminer d'une manière précise, car ils interagissent avec des fluctuations naturelles. Les changements d'affectation du sol jouent aussi un rôle.

Les effets à longue distance, avec possibilité de cumulation des rejets thermiques de plusieurs centrales, ont fait l'objet d'études régionales, comme celles du projet CLIMOD.

Les méthodes d'investigation

Trois principales méthodes de prévision et de vérification des effets météorologiques sont couramment utilisées: la simulation numérique, les modèles physiques et les observations sur le terrain.

Simulation numérique

Elle comporte trois niveaux de complexité.

Les modèles simples:

Des formules explicites donnent la longueur du panache en fonction de la température et de l'humidité moyennes de l'air ambiant. Cette méthode ne tient pas compte de la stratification de la basse atmosphère et ne livre de ce fait que des résultats très approximatifs.

Les modèles numériques unidimensionnels:

La stratification atmosphérique est prise en compte. Le modèle unidimensionnel suppose que l'état thermodynamique mesuré à une altitude donnée est le même dans tout le plan horizontal passant par le point de mesure et

ne varie pas pendant la durée de dispersion d'une particule du panache. Cette hypothèse d'homogénéité ne permet guère l'étude des interactions avec des nuages naturels convectifs dont la distribution est essentiellement inhomogène. Les méthodes utilisées pour simuler les processus de mélange turbulent du panache avec l'air ambiant font appel à des paramétrisations simples (coefficients d'entraînement) pas toujours compatibles avec les formes de panache observées.

Les résultats (Argonne National Laboratory, 1981) sont jugés acceptables lorsque les dimensions calculées et observées sont dans un rapport inférieur à deux. Les performances de ces modèles sont limitées par la résolution, en temps et en altitude, des données aérologiques d'entrée. Les sondages aérologiques effectués deux fois par jour en des sites souvent éloignés de plusieurs dizaines de km et d'altitudes différentes, ne représentent que grossièrement l'évolution des températures près du sol (fig. 1). L'adjonction des sondages microaérologiques (fig. 2) améliore sensiblement la description de l'évolution journalière, mais ces mesures intensives ne sont disponibles que pendant des périodes limitées.

Les modèles numériques multidimensionnels:

Ces modèles plus sophistiqués proposent une résolution numérique d'un système d'équations hydrodynamiques. Ces méthodes demandent des ordinateurs puissants et sont assujetties aux hypothèses nécessaires à la fermeture des systèmes d'équations. La description mathématique des processus de diffusion turbulente, qui doit être suffisamment simple pour être opérationnelle, ne propose pas toujours des solutions réalistes. Ces modèles restent expérimentaux mais comportent un potentiel de développement très important. Les limitations dues aux manques de résolution spatiale et temporelle des mesures d'entrée sont encore plus critiques que pour les modèles unidimensionnels. En principe les modèles multidimensionnels de panache pourront être couplés à des modèles multidimensionnels de météorologie régionale.

Les modèles physiques

Certains effets sont simulés en soufflerie ou dans des veines hydrauliques. Des maquettes

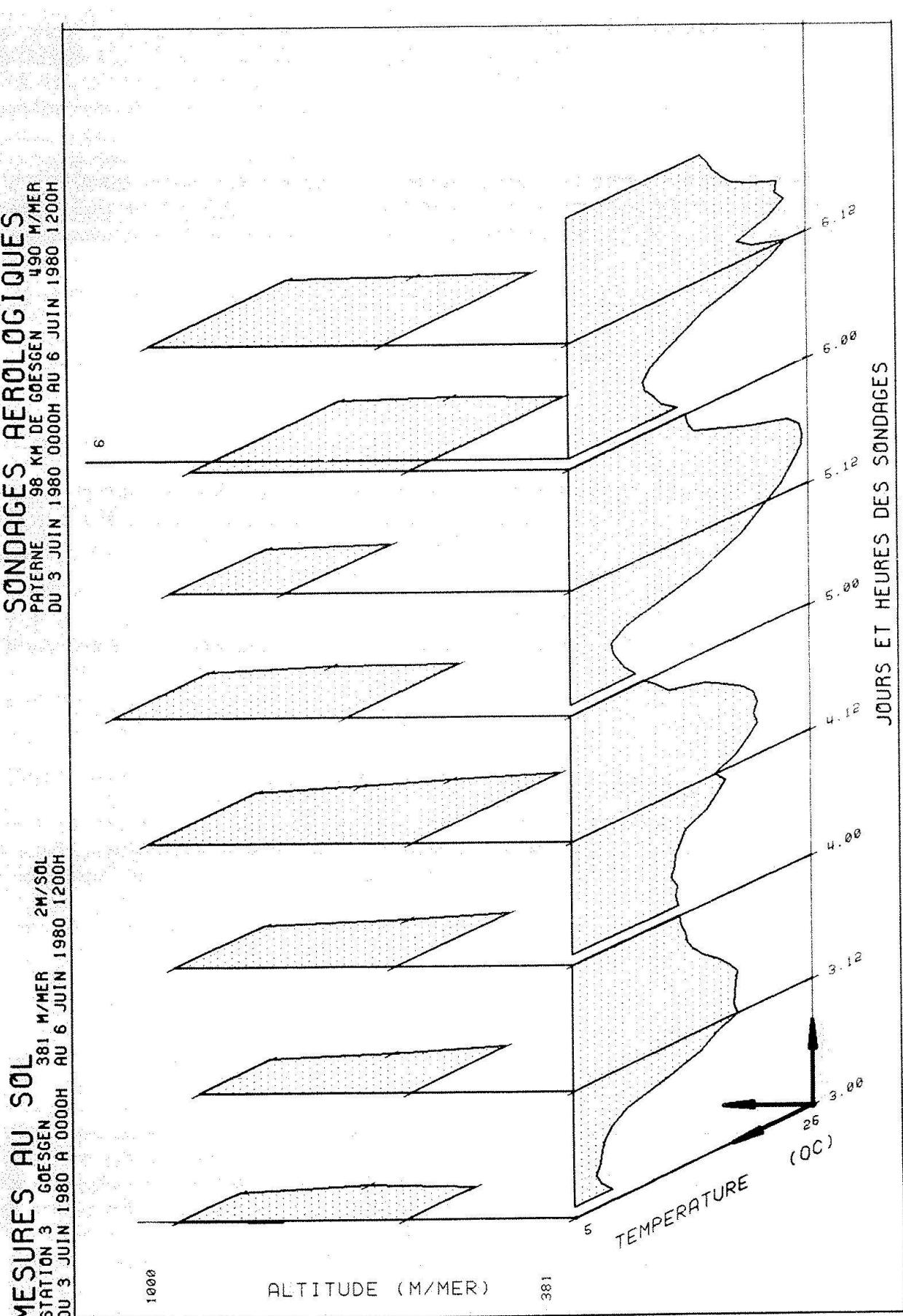


Fig. 1. Températures au sol à Gösgen, complétées en altitude par les sondages aérologiques de Payerne.

MEURES AU SOL
STATION 3 GOESGEN
381 M/MER 2M/SOL

SONDAGES AÉROLOGIQUES
PAYERNE 98 KM DE GOESGEN 490 M/MER
DU 3 JUIN 1980 0000H AU 6 JUIN 1980 1200H

SONDAGES MOBILAB
DULLIKEN 2,5 KM DE GOESGEN 398 M/MER

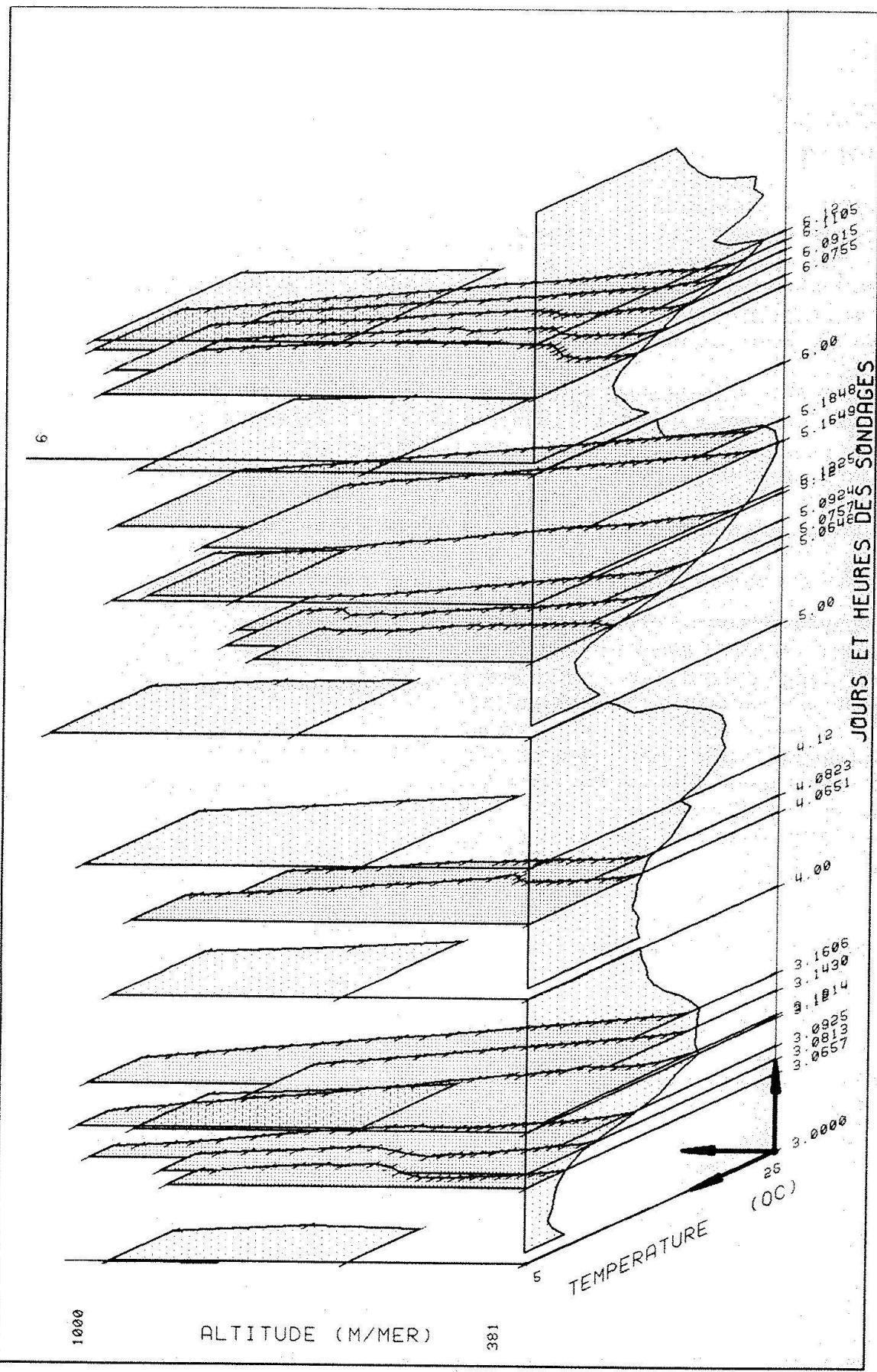


Fig. 2. Mesures de la figure 1, complétées par les sondages microaérologiques MOBILAB.

de tours de refroidissement, placées dans leur contexte industriel et topographique, sont alimentées par de l'air chaud, des gaz de différentes densités, ou, en milieu hydraulique, par des liquides de densités et de couleurs différentes.

Des essais comparatifs sur le comportement dynamique des panaches sont effectués en modifiant la configuration des maquettes. Ces exercices donnent des indications utiles au choix final du type et du nombre de réfrigérants pour un projet donné, compte tenu d'autres impératifs techniques et économiques.

La simulation de la turbulence atmosphérique est partiellement possible. La difficulté de simuler un gradient de pression, et les processus qui lui sont liés, comme la condensation et la libération de chaleur latente, est une limitation importante.

Les observations météorologiques

Les campagnes de constat cherchent à mettre en évidence les effets météorologiques par des observations conduites avant et pendant l'exploitation d'une centrale. Les réseaux nationaux, conçus pour les relevés synoptiques et climatologiques n'ont pas la densité et la résolution suffisantes pour ces études. Il faut les compléter par des réseaux régionaux spécialement conçus pour détecter les effets recherchés.

Observation des effets de la centrale de Gösgen

Dans le cas de Gösgen, les mesures de constat font partie intégrante du réseau d'alarme et de surveillance radioactive (Schneiter et al. 1980). Elles ont fait l'objet de plusieurs rapports météorologiques (SPA 1972, 1977, 1983). L'étude préliminaire des effets de la centrale sur la durée d'insolation, la température et l'humidité est basée sur le traitement statistique des variations journalières.

Méthodologie

Les paramètres météorologiques sont des variables aléatoires, dont les fluctuations par rapport aux moyennes décennales ou séculaires sont relativement importantes. Il n'est donc pas raisonnable de comparer directe-

ment les moyennes mensuelles ou annuelles, établies avant et pendant l'exploitation d'une centrale, car les variations ainsi constatées cumulent indifféremment les modifications naturelles et artificielles.

La méthode retenue admet que les variations naturelles intéressent simultanément toute une région, alors que les variations artificielles, dues au panache, sont essentiellement locales. Ainsi les statistiques mensuelles ou annuelles d'un même paramètre mesuré simultanément en deux stations proches l'une de l'autre, et non soumis à des influences locales, sont pratiquement les mêmes. Dans ce cas la statistique de la différence des deux valeurs du paramètre est en principe stable. Lorsque la perturbation locale due à la centrale n'influence que l'une des deux stations, elle se répercute intégralement sur la différence. Si, de plus, ces effets n'apparaissent qu'à des heures privilégiées, et ce sera le cas pour l'ombrage, la forme de la variation journalière moyenne des différences s'en trouvera modifiée. Cette méthode a été retenue pour les analyses de la durée d'insolation, de la température et de l'humidité.

Diminution de la durée d'insolation

Les mesures de trois stations héliométriques situées à moins d'un kilomètre de la centrale (fig. 3, stations 2 3 et 4), sont comparées deux à deux, avant et pendant l'exploitation de la tour de refroidissement. Le déplacement des nuages convectifs naturels (fig. 4) provoque certaines disparités dans la variation journalière moyenne établie avant la mise en route de la centrale. La présence du panache (fig. 5) diminue la durée d'insolation à certaines heures de la journée. La comparaison des variations journalières moyennes, établies sur trois ans avant (fig. 6) et pendant (fig. 7) l'exploitation de la centrale, montre que les différences ont systématiquement augmenté aux heures d'ombrage possible (entre 8 h et 11h aux mois d'avril et mai, par exemple). Pour confirmation, il faut remarquer que les courbes des mois de juin et juillet, pendant lesquels la centrale a été arrêtée, sont à nouveau comparables à celles des mois correspondants des années avant l'exploitation de la centrale.

L'estimation quantitative de la diminution d'insolation est en cours. Elle doit tenir

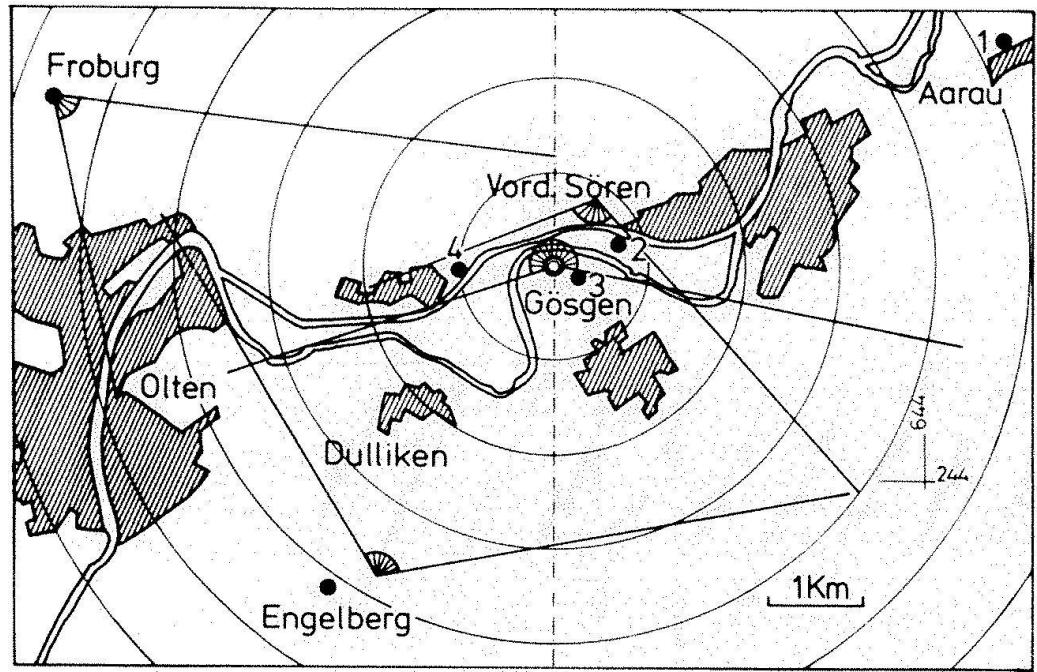


Fig. 3. Emplacement des stations de mesures et des caméras dans la région de Gösgen.

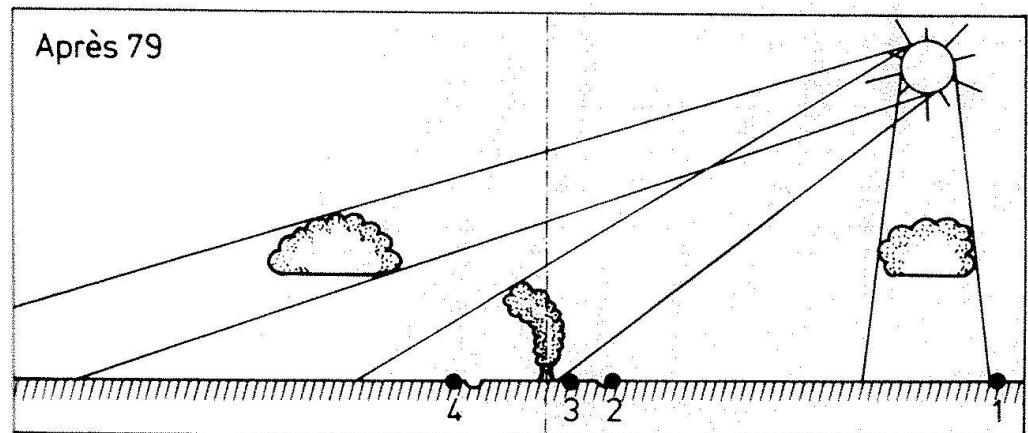
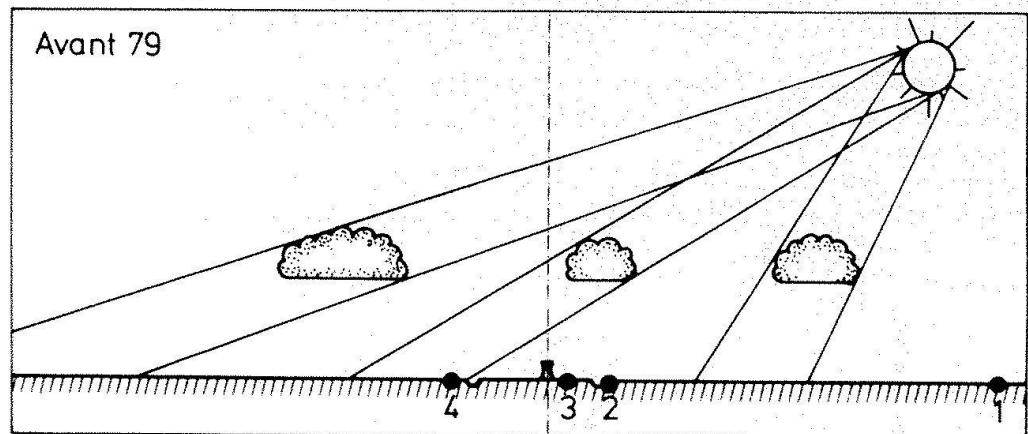


Fig. 4. Ombrage naturel avant l'exploitation de la centrale.

Fig. 5. Ombrage artificiel dû à la centrale.

DIFFÉRENCES JOURNALIÈRES
 * STATION 3 GOESGEN 381 M/MER 2M/SOL
 - STATION 4 BOLLENFELD 369 M/MER 2M/SOL
 DU 1/12/1975 AU 31/11/1978, MOYENNES SUR 31 JOURS, ET SUR 3 ANS

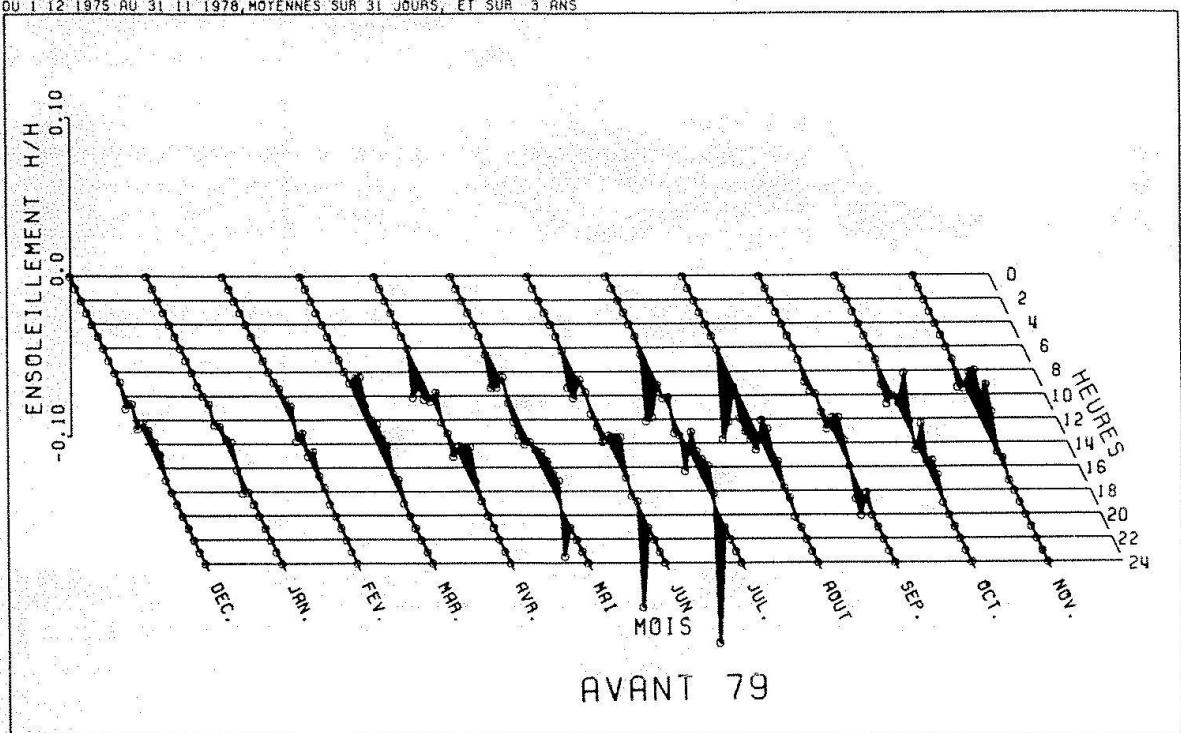


Fig. 6. Variations journalières des différences de durées d'insolation, avant l'exploitation de la centrale.

DIFFÉRENCES JOURNALIÈRES
 * STATION 3 GOESGEN 381 M/MER 2M/SOL
 - STATION 4 BOLLENFELD 369 M/MER 2M/SOL
 DU 1/12/1979 AU 31/11/1982, MOYENNES SUR 31 JOURS, ET SUR 3 ANS

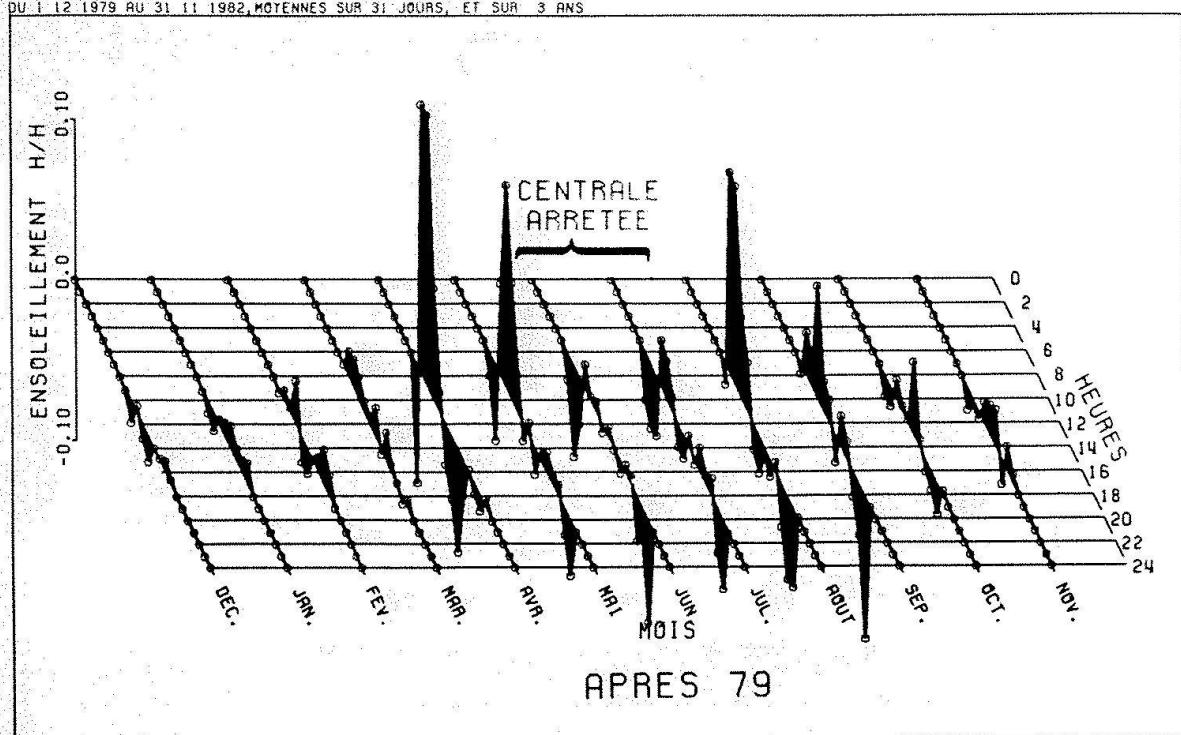


Fig. 7. Variations journalières des différences de durées d'insolation, pendant l'exploitation de la centrale.

DIFFÉRENCES JOURNALIÈRES
 * STATION 3 GOESGEN 381 M/MER 2M/SOL
 - STATION 1 AARRAU 369 M/MER 2M/SOL
 DU 1/12 1975 AU 31/11 1978, MOYENNES SUR 31 JOURS, ET SUR 3 ANS

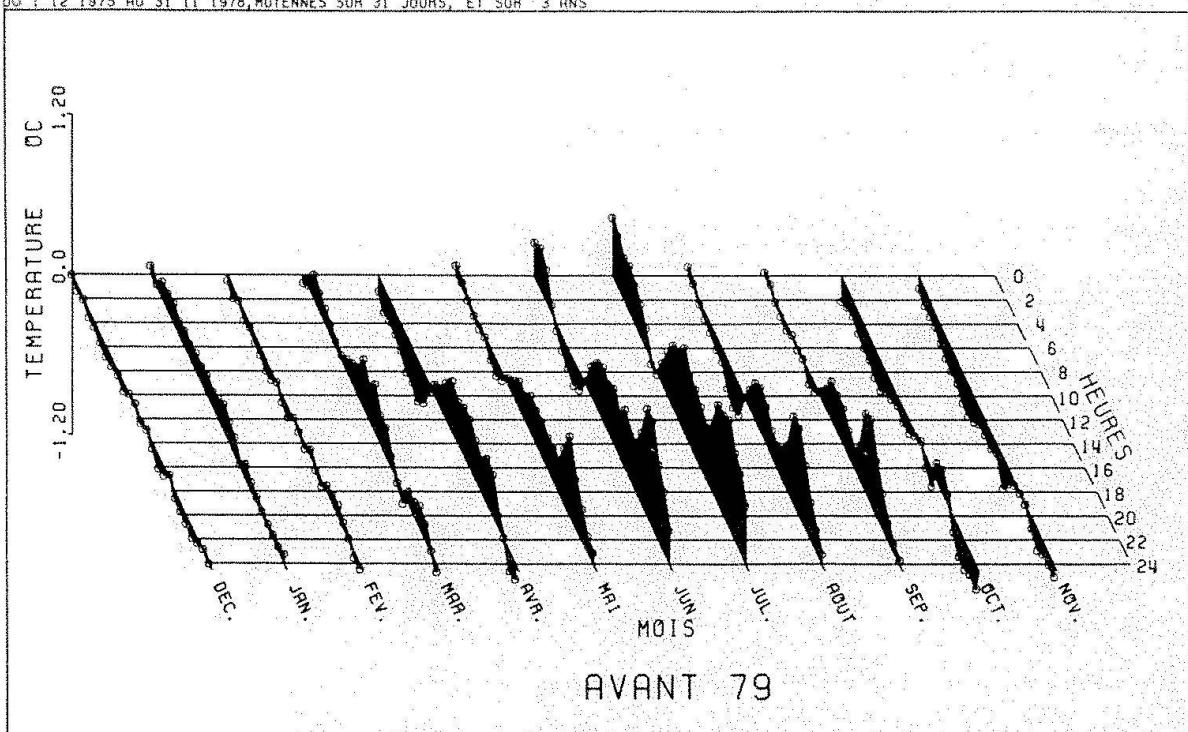


Fig. 8. Variations journalières des différences de température avant l'exploitation de la centrale.

DIFFÉRENCES JOURNALIÈRES
 * STATION 3 GOESGEN 381 M/MER 2M/SOL
 - STATION 1 AARRAU 369 M/MER 2M/SOL
 DU 1/12 1979 AU 31/11 1982, MOYENNES SUR 31 JOURS, ET SUR 3 ANS

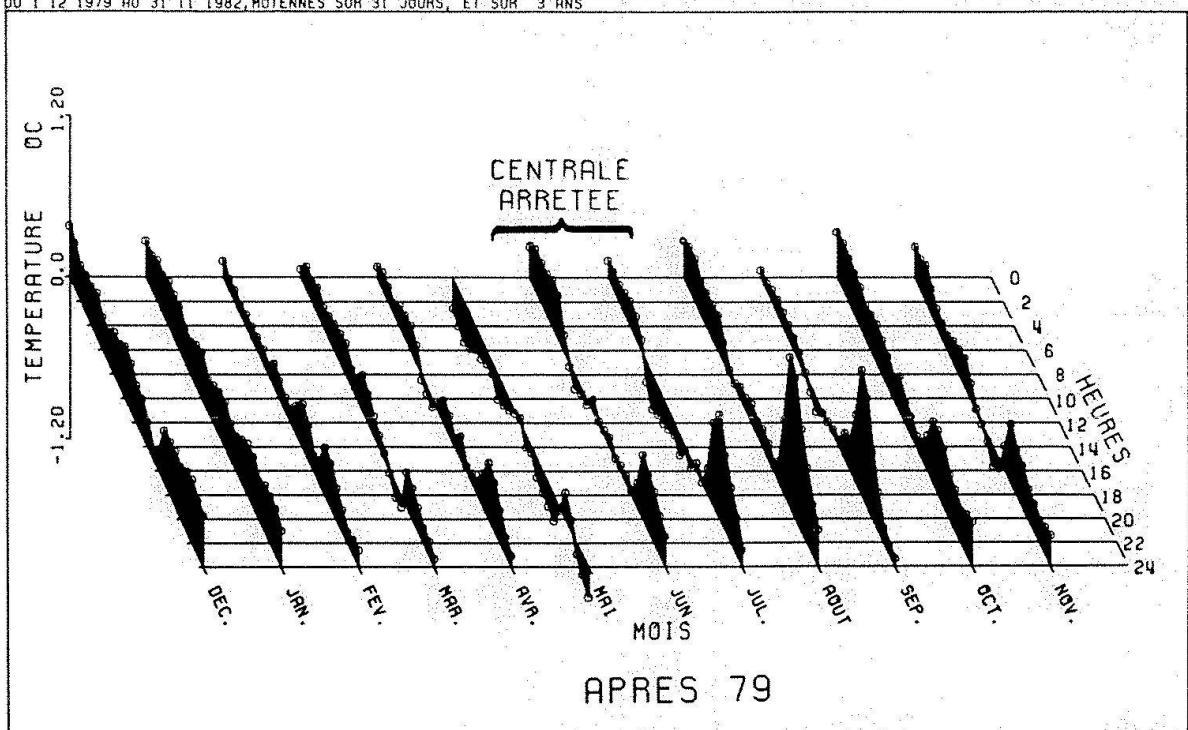


Fig. 9. Variations journalières des différences de température pendant l'exploitation de la centrale.

DIFFERENCES JOURNALIERES

+ STATION 3 GOESGEN 381 M/MER 2M/SOL
 - STATION 1 AARAU 369 M/MER 2M/SOL
 DU 1/12/1975 AU 31/11/1978, MOYENNES SUR 31 JOURS, ET SUR 3 ANS

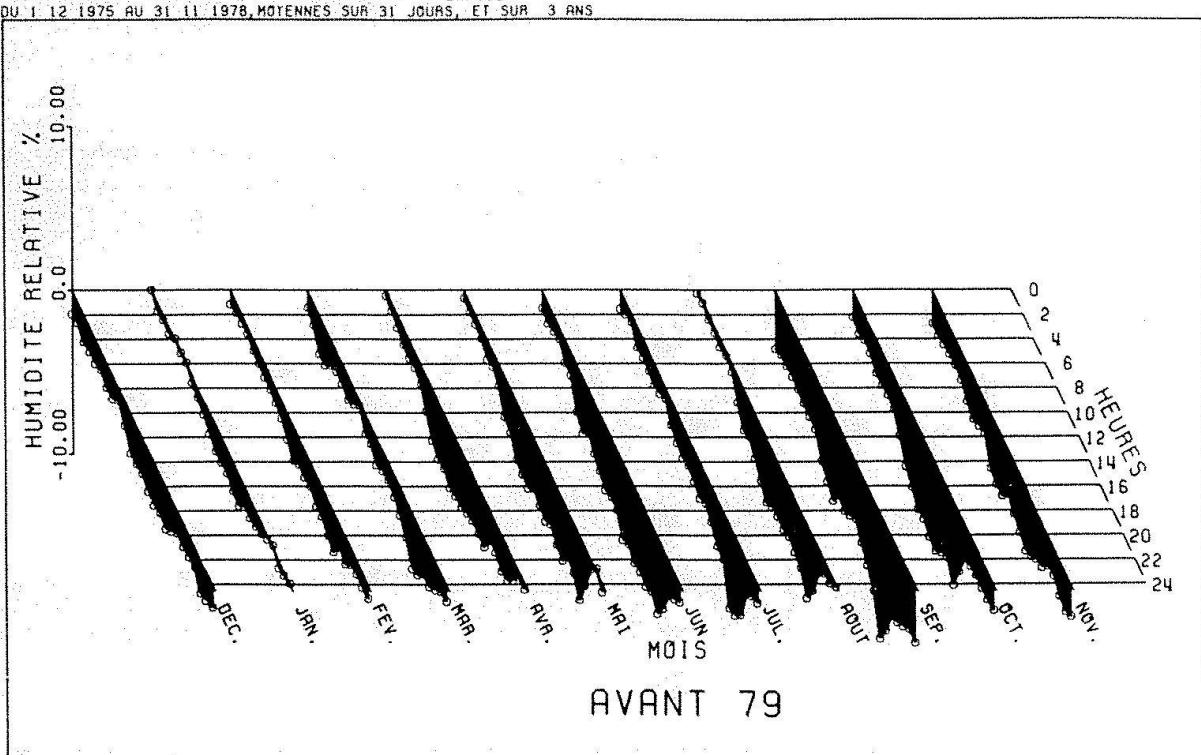


Fig. 10. Variations journalières des différences d'humidité, avant l'exploitation de la centrale.

DIFFERENCES JOURNALIERES

+ STATION 3 GOESGEN 381 M/MER 2M/SOL
 - STATION 1 AARAU 369 M/MER 2M/SOL
 DU 1/12/1979 AU 31/11/1982, MOYENNES SUR 31 JOURS, ET SUR 3 ANS

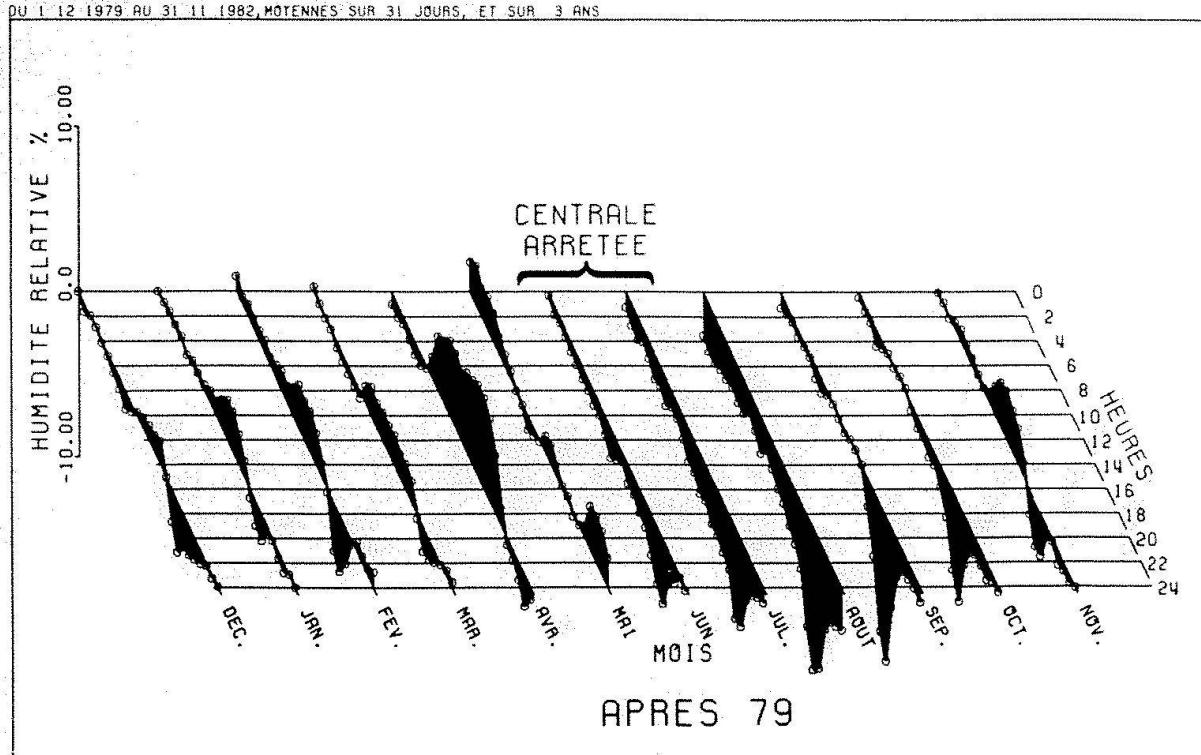
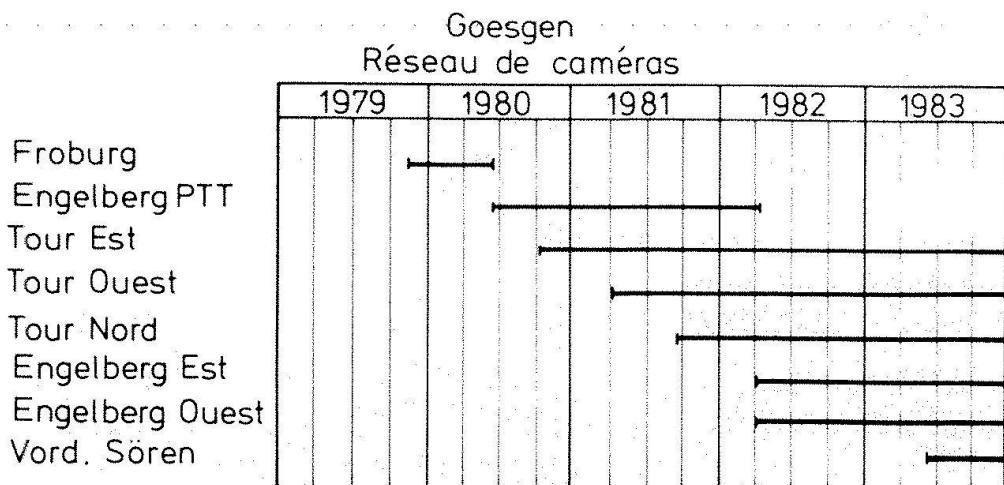


Fig. 11. Variations journalières des différences d'humidité, pendant l'exploitation de la centrale.

Fig. 12. Engagement des caméras du réseau d'observation.



compte des erreurs de mesures imputables à la dérive et à l'hétérogénéité des seuils de sensibilité des capteurs utilisés.

Modification des températures

Analysées par le même procédé statistique, les modifications des températures observées avant (fig. 8) et après 1979 (fig. 9) sont manifestes, mais plus difficiles à interpréter. L'influence directe du panache, qui devrait se faire sentir aux mêmes heures que la diminution d'ensoleillement, n'est pas évidente. Le réchauffement nocturne hivernal (octobre à mars) durant la période 1979-1982 est significatif. Il est toutefois prématuré de l'attribuer sans autre au rayonnement infrarouge du panache. D'autres influences, comme la modification de l'état du sol ou le réchauffement de l'air par les pertes thermiques des bâtiments de la centrale jouent probablement leur rôle. La comparaison systématique des autres stations thermométriques révèle des processus micrométéorologiques importants à l'échelle locale dont il faudra tenir compte dans l'évaluation des causes.

Modification de l'humidité

La comparaison des statistiques d'humidité (fig. 10 et fig. 11) révèle également une modification des variations journalières moyennes. Le site de la centrale (Gösgen) qui était systématiquement plus sec que la station d'Aaraus pendant la période 1976-1978, présente des épisodes diurnes plus humides (novembre à avril) dans la période 1980-1982. L'interprétation précise de ces résultats demande des investigations plus approfondies

dans les processus micrométéorologiques impliqués. L'émission des embruns au pied du réfrigérant n'est probablement pas étrangère à ces modifications.

Les observations par caméras

Un réseau de six caméras a été progressivement installé dans la région de Gösgen (fig. 12). Deux caméras filment l'évolution du panache à partir de l'Engelberg, à 3,8 km au sud-ouest de la centrale (fig. 3), et trois autres, placées sur la tour de refroidissement (niveau 110 m/sol), suivent le déplacement diurne de l'ombre portée au sol. La dernière caméra filme l'occultation du soleil par le panache, vue de Vord. Sören à 800 m au nord de la centrale.

Les caméras sont placées dans des boîtiers climatisés. Les prises de vues effectuées toutes les deux minutes sont arrêtées durant la nuit. Un horodatage complet (jour, heure minute, seconde) apparaît sur chaque image. Les films (un par semaine et par caméra) sont copiés sur cassettes vidéo, pour faciliter l'analyse des quelque 650000 images ainsi recueillies chaque année.

Observation du panache

La première analyse des films du panache vu de l'Engelberg suscite les brèves remarques suivantes:

La grandeur du panache est très fluctuante au cours de la journée. En général elle est imposante à l'aube, se réduit progressivement et se rallonge vers le soir.

Les longs panaches sont presque toujours associés à la présence de nuages naturels, avec lesquels ils interfèrent souvent.

La hauteur de stabilisation varie d'un jour à l'autre. Elle se confond avec celle des cumulus humilis naturels.

Les cas de recondensation sont assez fréquents et donnent naissance à des nuages de même structure que les nuages naturels avoisinants.

Les intermittences sont parfois très fortes et donnent des panaches dont la longueur fluctue rapidement.

Lors d'une campagne intensive de sondages microaérologiques, en mai 1980, une caméra aéroportée par ballon captif (1000 m/sol) a observé des transferts entre la centrale et la couche élevée d'altocumulus, dont la densité s'est manifestement accrue. Par situation météorologique instable, le panache peut stimuler la formation d'un cumulus naturel de dimension respectable, tel celui observé le 27 mai 1980 (Schneiter, 1982).

Observation de l'ombrage

L'ombre portée du panache dépend de la position du soleil, de la grandeur et de la direction du panache. Elle devient intermittente ou disparaît en fonction de la couverture nuageuse et des brouillards. Son observation par caméras montre clairement les zones les plus fréquemment atteintes à certaines heures, dépendantes de la saison. Parfois la variation de la direction du vent, associée au déplacement apparent du soleil, provoque des stagnations d'ombrage qui peuvent durer jusqu'à deux heures consécutives, principalement dans les secteurs au nord de la centrale. Entre les cas d'ombres incontestablement présentes ou absentes, nous trouvons de nombreuses situations transitoires ou intermittentes, qui laissent place à diverses interprétations. Les statistiques sur la distribution des durées d'ombrage sont en cours d'élaboration.

Références

- Argonne National Laboratory, 1981: Studies on Mathematical Models for characterizing Plume and Drift Behaviour From Cooling Towers. Vol. 1 to 5. Electric Power Research Institute, Palo Alto, California.
- Dienst für Luftreinhaltung, SMA-GTMT, 1972: Meteorologisches Gutachten über den Kühlurm Kernkraftwerk Gösgen, Payerne.
- Organisation Météorologique Mondiale, 1983: Bibliographie sur les rejets de chaleur. Programme mondial des applications climatologiques. OMM-PMC/WCP-33, Genève
- Schneiter, D., 1982: Cooling Tower Plume Behaviour Observed by Fixed and Airborne Cine Cameras, Near Gösgen. IAHR Cooling Tower Workshop, Budapest. Rapport de travail ISM No. 113, Zürich.
- Section de la protection de l'air, 1980: Rapport de reconnaissance des sites pour la nouvelle station météorologique de la centrale nucléaire de Gösgen-Däniken. Expertise ISM-SPA No.266, Payerne.
- Sektion für Luftreinhaltung, 1983: Kernkraftwerk Gösgen-Däniken, Meteorologische Beweissicherung. Zwischenbericht über die Messungen 1976-1982. SMA, Payerne.
- Sektion für Luftreinhaltung, 1983: Kernkraftwerk Gösgen-Däniken, Meteorologische Beweissicherung. Zwischenbericht über die Schwadenbeschattung 1982. SMA, Payerne.
- Sektion für die Luftreinhaltung, 1977: Kernkraftwerk Gösgen-Däniken, Meteorologie, Bericht über die Messungen Mai 1972 bis November 1975. Expertise ISM-SPA No.243, Payerne.

Daniel Schneiter
Institut suisse de météorologie
Section de la protection de l'air
CH-1530 Payerne

Stadtklimatologie und Stadtklimastudien in der Schweiz

Heinz Wanner

Zusammenfassung

Im ersten Teil der Arbeit wird auf die vielschichtigen Ursachen und Wirkungen stadtinduzierter Klimaveränderungen eingegangen. Als wichtigste Ursachen können genannt werden: die erhöhte Wärmeleitfähigkeit, die Modifikation der Strahlungsverhältnisse infolge der veränderten Oberflächengeometrie und der Zunahme atmosphärischer Luftfremdstoffe, das verminderde Feuchteangebot (höheres Bowen-Verhältnis), die erhöhte anthropogene Wärmeproduktion sowie die veränderten aerodynamischen Eigenschaften der Stadtoberfläche (v. a. erhöhte Bodenrauhigkeit). Aus dem Zusammenwirken dieser Faktoren, welche je nach Tages- und Jahreszeit oder Baucharakter der Stadt sehr stark schwanken können, lässt sich eine Reihe komplexer meteorologischer Stadtpheomene ableiten: Wärmeinsel – lokale Windsysteme – Dunstfahne – Lee-niederschläge. Im zweiten Teil wird auf die Eigenart schweizerischer Städte und Stadtklimastudien eingegangen: Die mittleren maximalen Wärmeinselintensitäten (Lufttemperatur, 2 m) betragen je nach Stadt zwischen 3 und 7°C. Lufthygienische Probleme treten in den Schweizer Städten vor allem aus zwei Gründen auf: Zum ersten weisen diese Städte bei schmalen Straßen hohe Verkehrsfrequenzen auf, und zum zweiten liegen praktisch alle Stadtstandorte in Muldenlagen, wodurch die Stagnation der Luft begünstigt wird. Weiter wird versucht, die komplexen Wechselwirkungen zwischen dem synoptisch bedingten Temperatur- und Stromfeld, den stadterzeugten Klimaeinflüssen sowie den reliefinduzierten Zirkulationsstrukturen in Form einer Modellvorstellung darzustellen. Zukünftige Stadtklimastudien sollten sich in erster Linie mit den physikalischen Grundlagen der letztgenannten, durch das Relief erzeugten regionalen bis lokalen Zirkulations-

systemen und den damit gekoppelten Fragen des Transportes und der turbulenten Diffusion, aber auch mit den Veränderungen und der Deposition mitgeführter Luftfremdstoffe befassen.

Résumé

Les causes et les effets très variés des changements climatiques dans les régions urbaines sont envisagés dans la première partie du travail. Les causes importances sont les suivantes: l'élévation de la conductivité thermique, la modification des conditions de rayonnement, qui est due à la géométrie complexe de la surface et à l'accroissement de la teneur en polluants atmosphériques, la réduction de l'humidité spécifique (augmentation du rapport de Bowen), l'accroissement des rejets thermiques anthropogènes et finalement la modification des propriétés aérodynamiques de la surface urbaine (avant tout: rugosité plus élevée de la surface). La combinaison de tous les facteurs, que peuvent varier considérablement en fonction de l'heure de jour, de la saison et de la structure architectonique, engendre divers phénomènes météorologiques très complexes et typique cu climat urbain: l'îlot de chaleur – les systèmes de vents locaux – la plume de smog – les précipitations urbaines. Dans la deuxième partie du travail, les villes suisses sont caractérisées et quelques études de climatologie urbaine sont présentés. Les intensités maximales moyennes des îlots de chaleur (température de l'air à 2 m) fluctuent entre 3 et 7°C. Les villes de Suisse posent des problèmes d'hygiène de l'air pour deux raisons principales: d'une part, les rues sont généralement étroites et la fréquence du trafic y est très élevée; d'autre part, presque toutes les villes sont situées dans des cuvettes qui favorisent la stagnation de l'air. On représente schématiquement les

interactions complexes entre les champs de température et de courant d'origine synoptique, les influences de la ville sur le climat et les structures de circulation induites par le relief. A l'avenir les études de climatologie urbaine en Suisse devraient se concentrer sur les phénomènes typiques déjà mentionnés: les principes physiques régissant les systèmes de circulation locaux et régionaux, les questions de transport et de diffusion turbulente qui en découlent, mais également la modification et la déposition des polluants transportés.

Einleitung und Zielsetzung

Das im Jahre 1818 von Luke Howard veröffentlichte Werk über das «Klima von London anhand meteorologischer Beobachtungen» (zit. in Landsberg, 1981) darf als der erste Versuch einer Darstellung des stadtigenen Klimas bezeichnet werden. Entsprechend der fortschreitenden Verstädterung hat in der Folge auch die stadtclimatologische Literatur zugenommen. Das wachsende Umweltbewusstsein bewirkte zudem in den 70er Jahren dieses Jahrhunderts einen sprunghaften Anstieg stadtclimatologischer und lufthygienischer Studien sowie Publikationen (Oke, 1979). Musste man sich am Anfang auf die Beschreibung von Stationsdaten oder im besten Fall auf eine Analyse statistischer Zusammenhänge beschränken, so förderte die Entwicklung integral einsetzbarer und zum grossen Teil auch mobiler Messeinrichtungen (Messzüge, neuartige Sondiersysteme, Flugzeuge) das Verständnis für die ablaufenden Prozesse ganz beträchtlich. Zusammen mit der Entwicklung leistungsfähiger Rechenanlagen stiegen damit auch die Möglichkeiten der mathematischen Modellierung und der Prognose stark an. Die genannten Fortschritte ändern jedoch nichts an der Tatsache, dass das Stadtklima in Raum und Zeit derart vielfältig und komplex ist, dass die massgebenden meteorologischen und lufthygienischen Prozesse auch heute nur rudimentär verstanden werden.

Dieser Aufsatz verfolgt drei Zielsetzungen:

- 1) Er soll eine knappe Übersicht über das komplexe Wirkungsgefüge «Stadtklima» geben;

- 2) die spezifischen Eigenschaften der Schweizer Städte sollen in Kurzform aufgezählt werden;
- 3) nach einer Diskussion der Untersuchungsmethoden sollen einige wichtige Ergebnisse präsentiert werden.

Generell sei darauf hingewiesen, dass dem Begriff «Stadtklima» in den folgenden Ausführungen nicht nur klimatologische und meteorologische, sondern auch lufthygienische Gesichtspunkte untergeordnet werden.

Das Stadtklima – ein komplexes Wirkungsgefüge

Jeder Messwert eines Wetterelementes im Stadtbereich kann empirisch als Summe dreier Komponenten aufgefasst werden (Lowry, 1977):

$$(1) \quad M_{itx} = R_{itx} + L_{itx} + S_{itx}$$

M: Messwert eines Wetterelementes (bei der Wetterlage i, während des Zeitraumes t, an der Station x)

R: Regionalklimaanteil (synoptische und grossregionale Beeinflussung)

L: Lokalklimaanteil (Beeinflussung durch Topographie und natürliche/nichtstädtische Bodenbedeckung)

S: Stadtklimaanteil (Beeinflussung infolge Verstädterung)

Fragen wir nach den vielfältigen Ursachen, welche zur Herausbildung eines mehr oder weniger ausgeprägten Stadtklimaanteils führen, so lassen sich diese in einem heuristischen Wirkungsgefüge zusammenfassen (Abb. 1). Als Ausgangsgrössen dienen dabei die wichtigen stadtbedingten Veränderungen, welche sich grob in die drei Gruppen Bodenoberfläche (material- und formbezogene Veränderungen), Biosphäre und technische Einrichtungen einteilen lassen (siehe Spalte ganz links). Von diesen Veränderungen werden sogenannte Primärwirkungen in Form bekannter und wichtiger physikalischer Parameter oder Prozesse aus den Bereichen Meteorologie und Lufthygiene abge-

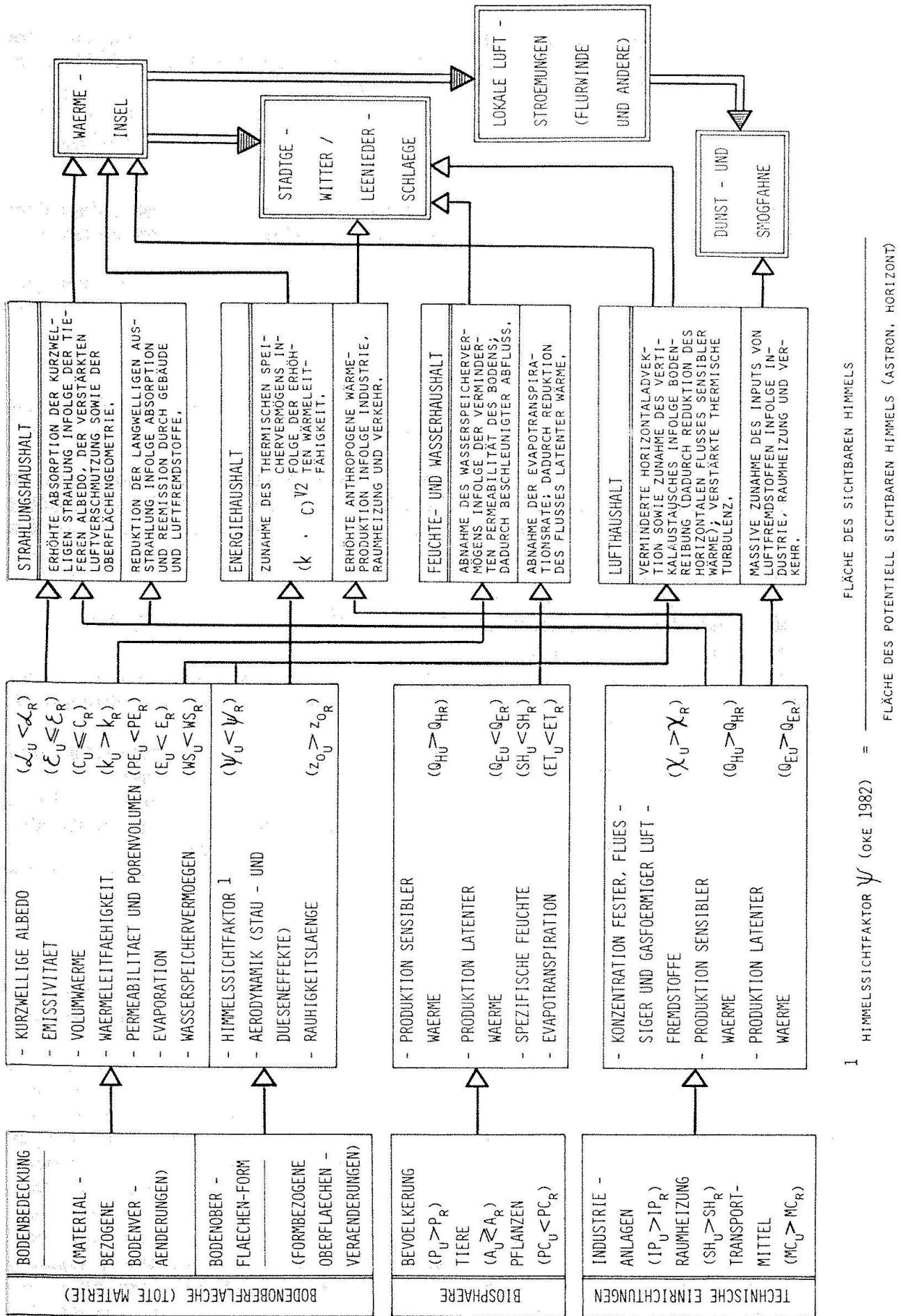


Abb. 1. Heuristisches Wirkungsgefüge zur Entstehung des Stadtklimas.

Tab. 1. Typische physikalische Größen für Stadt- und Umlandgebiete der mittleren Breiten.

Physikal. Grösse	Stadt	Umland	Literatur
Albedo	-Asphalt 0.03-0.20 -Beton 0.10-0.35 -Teer/Kies 0.08-0.18 -Glas (Zenitwinkel 40-80°) 0.09-0.52 -Ziegeldach 0.10-0.35	-Naturstr. 0.10-0.35 -Ackerland 0.30 -Mais 0.12-0.38 -Wiese 0.20-0.32 -Wald 0.08-0.20 -Wasser 0.03-1.00 (Zenitwinkel!)	Möller 1973 Oke 1978 Winiger et al. 1978 Nübler 1979 Enders 1980
Emissivität ε	-Asphalt 0.95 -Beton 0.71-0.90 -Teer/Kies 0.92 -Glas (Zenitwinkel 40-80°) 0.87-0.92 -Ziegeldach 0.90	-Normalboden 0.90-0.98 -Gras 0.90-0.95 -Wald 0.90-0.99 -Wasser 0.96	Möller 1973 Oke 1978 Nübler 1979
Volumwärme C (J·m ⁻³ ·K ⁻¹ ·10 ⁶)	-Asphalt 2.0 -Beton 1.7-2.0 -Sandstein 1.8 -Ziegelstein 1.4 -Stahl 3.93 -Glas 1.66	-Sand trocken 1.25 -Sand nass 2.5 -Humus 2.2 -Lehm Boden (15% Wasser) 2.5 -Wasser (ruhig) 4.19	Oke 1978 Kraus 1979 Enders 1980
Wärmeleitfähigkeit k (W·m ⁻¹ ·K ⁻¹)	-Asphalt 0.71 -Beton 1.0-1.3 -Sandstein 1.7 -Ziegelstein 0.85 -Stahl 53.3 -Glas 0.74	-trockenes Moor 0.1 -Sand trocken 0.35 -Sand nass 1.67 -Humus 1.3 -Lehm Boden (15% Wasser) 0.9 -Wasser (ruhig) 0.6	Oke 1978 Kraus 1979 Nübler 1979 Enders 1980
Evapotranspiration ET (mm·d ⁻¹ ; Sommer)	< als Umland!	-Obstgarten mit Wiese 4.8 -Gerstenfeld 4.9 -Wald 3.8	Oke 1978
Himmelssichtfaktor ψ (ebene Gebiete)	Typische Werte: 0.3-0.8	Typische Werte: 0.8	Oke 1981
Rauhigkeitslänge z ₀ (m)	Typische Werte: 0.05-10.0	-Wasser 0.1-10.0·10 ⁻⁵ -Äcker, Felder und und Gras 0.002-0.1 -Wald 1.0-5.0	Oke 1978 Landsberg 1981 Wanner et al. 1982
Bowens Verhältnis (Q _H /Q _E)	Typische Werte: 0.5-3.0	-Grasland 0.4-0.8 -Wald (Sommer) 0.5-1.7 -Ozeane 0.1	Oke 1978 Oke 1980
Anthropogene Wärme- produktion Q _F (W·m ⁻²)	Typische Werte: 5-100	Typische Werte: < 5	Oke 1978 Nübler 1979
Luftfremdstoff- konzentration \bar{X} ($\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$; Jahres- mittelwerte)			
SO ₂	50-120	10-20	Seinfeld 1975
CO*	0.5-10 mg. m ⁻³	0.5 mg. m ⁻³	Bundesamt für Umweltschutz 1983
CO ₂	350-700 ppm	310-350 ppm	Rat von Sachverständigen für Umweltfragen 1982
NO*	150	15-20	
NO ₂	50-100	25-30	
O ₃	sommerliche Episoden:	> 150	
HF	0.5	0.1	
HC1	< 25	10	
Schwebestaub	50-90	30-40	

* Stark von der Lage der Messstation abhängig (hohe Werte vor allem in Strassennähe).

leitet (zweite Spalte in Abb. 1). Diese werden in Tab. 1 quantitativ dargestellt. Obwohl das Stadtklima raumzeitlich sehr fein differenziert ist und von Fall zu Fall andere Faktoren massgebend die stadtbedingte Klimamodifikation bestimmen, können anhand von Abb. 1 und Tab. 1 die folgenden, vorläufigen Schlüsse gezogen werden:

- 1) Die Albedoerwerte der Stadtgebiete liegen leicht unter den Umlandwerten. Aufgrund der starken tages- und jahreszeitlichen Schwankungen muss ihre Bedeutung von Fall zu Fall abgeschätzt werden, und wesentliche Unterschiede dürften nur selten ins Gewicht fallen.
- 2) Ähnliches gilt für die Emissivität und die Volumwärme: Aufgrund der derzeit vorliegenden Literatur (Zitate in Tab. 1) lassen sich nur unwesentliche Stadt-Umland-Differenzen erkennen, und genaue quantitative Abschätzungen sind aufgrund des Fazettenereichstums der Stadtoberflächen nur mit Riesenaufwand zu bewerkstelligen.
- 3) Neueste Studien (Oke, 1982) bestätigen die oftmals vermutete Tatsache, wonach im thermalen Bereich die Wärmeleitfähigkeit eine bedeutende Rolle spielen kann. Die in Tab. 1 gezeigten Werte deuten darauf hin, dass diese Differenzen vor allem im Sommer, wenn die Böden sehr trocken sind, recht bedeutend sein können.
- 4) Über die formbedingten Unterschiede zwischen Stadt und Umland bestehen kaum Zweifel: Bildet der Himmelssichtfaktor in erster Linie ein empirisches Mass für die Charakterisierung der komplizierten, kurz- und langwelligen Strahlungsgänge im Strassen-canyon, so stellt die Rauhigkeitslänge eine Grösse dar, welche den reibungsbedingten Einfluss des Stadtkörpers charakterisiert.
- 5) Im Bereich der biosphärischen Veränderungen ist in erster Linie auf das innerhalb der Stadt abnehmende Feuchteangebot hinzuweisen, welches sich vor allem in der Zunahme des Bowen-Verhältnisses und in der Abnahme der spezifischen Feuchte wider-spiegelt.
- 6) Die technischen Einrichtungen bewirken nicht nur einen sehr massgebenden Anstieg der Luftfremdstoffe und der sensiblen Wärmeproduktion. Sie können zuweilen zu einer beträchtlichen Korrektur des Stadt-Umland-Feuchtedefizits beitragen.

Die dritte Spalte von Abb. 1 befasst sich mit dem Einfluss der soeben genannten Primärwirkungen auf vier, für die planetare Grenzschicht der Stadt grundlegende Haushaltsgrössen. Aus Aufwandgründen kann dabei nur auf die wichtigsten Veränderungen eingegangen werden:

- 1) Als entscheidende energetische Inputgröße erweist sich innerhalb der Strahlungsbilanz Q^* die Globalstrahlung:

$$(2) \quad Q^* = (S + D)(1-\alpha) + \epsilon \cdot \sigma (T_s^4 - T_o^4)$$

S : Direkte Solarstrahlung } Globalstrahlung
 D : Diffuse Solarstrahlung } ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

σ : Stefan-Boltzmann-Konstante
 $(5.67 \cdot 10^{-8} \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4})$

T_s : Absoluttemperatur des
atmosphärischen Himmelsgewölbes (K)

T_o : Absoluttemperatur der Bodenoberfläche (K)

Betrachten wir die budgetinässig ins Gewicht fallenden Stadt-Umland-Differenzen:

Die kurzwellige Strahlung wird wegen der tieferen Stadtalbedo, vor allem aber wegen der erhöhten Luftfremdstoffkonzentration innerhalb der städtischen UBL (Urban Boundary Layer), vermehrt absorbiert und langwellig reemittiert. Innerhalb der UCL (Urban Canopy Layer; Oke, 1976) ist vor allem der mehrfachen Reflexion und somit auch der erhöhten Absorption sowohl der kurzweligen als auch der langwelligen Strahlung Rechnung zu tragen. Betrachten wir den rechten Teil von Gleichung (2), so muss hier in Rechnung gezogen werden, dass die atmosphärische Aufheizrate tagsüber über der grossstädtischen UBL bis ca. $5,5^\circ\text{K}/\text{Tag}$ betragen kann, was zu Differenzen gegenüber dem Umland in der Grössenordnung von $2-3^\circ\text{K}$ führen kann (Hänel et al., 1982).

- 2) Die Energiebilanz beschreibt die Transformation von Strahlungsenergie und anthropogen produzierter Wärmeenergie in den Bodenwärmestrom Q_G sowie in die Ströme fühlbarer (Q_H) und latenter Wärme (Q_E) und teilweise umgekehrt:

$$(3) \quad Q^* + Q_F = Q_G + Q_H + Q_E$$

Denken wir uns sowohl über der städtischen als auch über der ländlichen Grenzschicht mehrere horizontale Flächen, durch welche die in Formel (3) genannten Energieströme fliessen, so fallen abgesehen von Q^* folgende

Stadt-Umland-Differenzen ins Gewicht: Die anthropogene Wärmeproduktion führt vor allem an Winterabenden mit tiefen Temperaturen (Raumheizung!) und Schneedecke (Isolationswirkung) zu merklichen Stadt-Umland-Temperaturabweichungen (Reiter et al. 1981). Beim Bodenwärmestrom Q_G fällt in erster Linie die im Stadtraum erhöhte Wärmeleitfähigkeit ins Gewicht. Sie ist auch bei Berechnungen der nächtlichen Oberflächentemperaturabnahme von zentraler Bedeutung (z. B. empirische Formel von Brunt, 1941):

$$(4) \quad \Delta T_O(t) = - \frac{2}{\pi^{\frac{1}{2}}} \cdot \frac{L^*}{\mu} \cdot t^{\frac{1}{2}}$$

t : Zeit (sec)

L^* : Langwellige Strahlungsbilanz ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

$$(5) \quad \mu = \sqrt{k \cdot C}$$

L^* kann in grober Näherung als konstant angenommen werden. Feldmessungen zeigen zudem, dass die L^* -Differenzen zwischen Stadt und Umland sehr oft gering sind (z. B. Rickli und Wanner, 1983). ΔT_O ist damit – abgesehen von der Zeit – vom «thermischen Speichervermögen» μ abhängig. Da die Stadt-Umland-Differenzen der Volumwärmes C gemäss Tab. 1 ebenfalls gering ausfallen, sind schliesslich noch die unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten zu betrachten: Tab. 1 zeigt, dass diese k -Werte in erster Linie bei trockenen Umlandböden tief ausfallen. Die folgenden, durchgerechneten Beispiele zeigen entsprechende Werte des thermischen Speichervermögens μ :

- μ (Asphalt) : 1190 ($\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1/2} \cdot \text{K}^{-1}$)
- μ (Beton) : 1460
- μ (Sandstein) : 1750
- μ (Ziegelstein) : 1090
- μ (Humus) : 1690
- μ (trockener Sandboden) : 660

Bei der Betrachtung von über 500 Tagesgängen der Stadt-Umland-Temperaturdifferenzen in den Städten Bern und Biel stellt man fest, dass der Wärmeinseleffekt bei Beachtung von Tages- und Jahresgang sehr häufig in den frühen Abendstunden des Winterhalbjahres zu beobachten ist, dass aber der Betrag der Wärmeinselintensität im Sommer

nach Trockenperioden für Schweizer Verhältnisse die Maximalwerte erreichen kann (siehe auch Abschnitt «Energiebilanz und Temperaturfeld schweizerischer Städte»). Es darf deshalb die Hypothese aufgestellt werden, dass dieser Effekt zumindest teilweise auf die zu dieser Jahreszeit bedeutenden Stadt-Umland-Differenzen der Wärmeleitfähigkeit k zurückgeführt werden können. Bei der zukünftigen Auswertung des Datenmaterials wird man sich mit dieser Frage noch intensiver beschäftigen müssen!

Auf den bedeutenden Anstieg des Bowen-Verhältnisses im Stadtgebiet wurde bereits hingewiesen. Dabei muss im Zusammenhang mit Flussberechnungen von Q_H und Q_E auch auf die gewaltige raumzeitliche Änderung der turbulenten Diffusionskoeffizienten hin gewiesen werden.

(3) Die Wasserbilanz von Stadt- oder Umlandvolumina hat folgende Form (Oke, 1978):

$$(6) \quad p + F + I = E + \Delta r + \Delta S + \Delta A$$

p : Niederschlag

F : Künstlicher Wasserinput
(v. a. durch Verbrennung)

I : Wasserzufluss

E : Evapotranspiration

r : Abfluss

ΔS : Feuchtespeicherung

ΔA : Netto-Feuchteadvektion

Quantitative Abschätzungen zeigen, dass die in einem Stadtvolume vorhandene Wassermenge vor allem nach Niederschlägen (infolge des geringen Speichervermögens und hoher Abflussraten) sehr rasch abnimmt, was dann zu tiefen Evapotranspirations beträgen und hohen β -Werten führt.

4) Der Lufthaushalt spielt im Hinblick auf die Konzentration von Luftfremdstoffen eine entscheidende Rolle (Wanner 1983):

$$(7) \quad \bar{X} = \frac{Q}{b \cdot h^* \cdot \bar{u}}$$

X : Mittlere Immissionskonzentration ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)

Q : Emissionsrate ($\text{g} \cdot \text{sec}^{-1}$)

b : Breite des Luftvolumens (durch die Quellenkonfiguration, durch die Meteorologie und/oder durch das Relief bestimmt: m)

h^* : Mischungsschichthöhe (m)

\bar{u} : Mittlere Horizontalgeschwindigkeit ($\text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$)

Einer starken Zunahme von Q und einer Abnahme von \bar{u} steht im Stadtgebiet der Vorteil der sowohl mechanisch als auch thermodynamisch bedingten Erhöhung von h' gegenüber.

In der Spalte rechts aussen von Abb. 1 wird schliesslich versucht, die städtebaulich bedingten Modifikationen der Haushaltsgrössen mit wichtigen, in der Literatur oft genannten «Stadteffekten» zu verknüpfen. Praktisch alle Modifikationen im Bereich der vier Haushaltsgrössen bewirken zumindest zeitweise eine positive Veränderung des städtischen Boden- und Lufttemperaturfeldes. Bei der gewaltigen raumzeitlichen Variabilität der für diesen Effekt verantwortlichen Parameter und Prozesse (Abb. 1, Tab. 1) ist es fast unmöglich, wenn für dieses Phänomen einzelne Gründe angeführt werden. Für die Bildung der nächtlichen Wärmeinsel innerhalb der UCL einer mittelgrossen, zentraleuropäischen Stadt (Lufttemperatur in 2 m Abstand von Oberflächen oder Baukörpern) dürften immerhin die Effekte der Veränderung in den Bereichen Strahlungsphysik, thermale Leitfähigkeit, Bowens-Verhältnis, Oberflächenrauhigkeit, Luftchemie und zeitweise die anthropogene Wärmeproduktion im Vordergrund stehen. Die städtische Wärmeinsel als Folge energetischer, chemisch-physikalischer und mechanischer Wirkungen der städtischen Gebäude-Luft-Boden-Körpers wirkt somit als «trigger» für die weiteren, auf Abb. 1 gezeigten Phänomene wie Stadtgewitter/Leineniederschläge, stadinduzierte Strömungssysteme und Dunst- oder Smogfahnen, wobei letztere aufgrund ihrer optischen Wirkung bewusst an den Schluss der ganzen Wirkungskette gesetzt werden können.

Auf eine Auflistung der durch die gezeigten Sekundärwirkungen hervorgerufenen Veränderungen meteorologischer und lufthygienischer Elemente oder Messgrössen kann hier verzichtet werden (Landsberg, 1981). Im Hinblick auf eine praktische Verwendung stadtklimatologischer Untersuchungsergebnisse seien abschliessend die vier Bestimmungsgrössen des Stadtklimas genannt, welchen im Rahmen der Stadtplanung eine Schlisselkraft zukommt (Weischet, 1980):

1) das thermische Gefüge:

Beeinflussung

- des Energieverbrauchs für Heizung und Kühlung;
- des menschlichen Wohlbefindens (Hitzestress!);
- der Schneebedeckung und somit der Schneeräumung;
- der Frosthäufigkeit und des phänologischen Jahreszyklus'.

2) die hygrischen Elemente:

Beeinflussung

- des flüssigen und festen Niederschlages;
- der Transpiration;
- der Verdunstungs- und Abflussraten (Stadthochwasser!).

3) das Strömungsfeld:

- Beeinflussung der Durchlüftung und Lufterneuerung (Strömungskonvergenz, Flurwinde) sowie des oben genannten Energieverbrauchs;
- Erzeugung unangenehmer Düseneffekte.

4) die Belastung durch Luftfremdstoffe:

Beeinflussung

- des Wohlbefindens bei Mensch und Tier (Augenreizungen, Atemwegserkrankungen);
- der Vegetationsentwicklung (Waldsterben!);
- der toten Materie (Korrosion und Zerfall von Sandstein, Metallen usw.).

Das Zusammenwirken und die Einflüsse dieser vier, voneinander kaum trennbaren Bestimmungsgrössen wurde in zahlreichen Grossstädten (z. B. St. Louis, Frankfurt) durch ausgedehnte, interdisziplinäre Forschungsprojekte untersucht (Regionale Planungsgemeinschaft Untermain, 1977; Chagnon et al., 1981). Dabei hat sich deutlich gezeigt, dass die komplexe Struktur der Bodenbedeckung und Bodennutzung im Stadtraum zu einer derart feingefächerten Verteilung klimatologischer und lufthygienischer Ele-

mente führt, dass die entscheidenden Prozesse des Energie-, Wasser- und Lufthaushaltes stark verwischt werden. Oke (1976) nimmt aus diesem Grund eine Trennung in eine «urban canopy layer» (UCL: Boden bis mittlere Dachhöhe) und eine «urban boundary layer» (UBL: Grundsicht oberhalb der UCL) vor, die dann eine angepasste Behandlung der wichtigen Prozesse zulässt. Er fordert zudem eine verstärkte Berücksichtigung der Strahlungsgeometrie sowie der mikroklimatischen Vorgänge innerhalb der Strassenschluchten (Oke, 1982).

Weischet (1980) äussert sich in gleichem Sinn: Er ist der Ansicht, dass das thermische Gefüge einer Stadt nur mit Hilfe einer «Baukörperklimatologie», welche die Strahlungsenergie- und Wärmeumsätze anhand feinmaschig abgespeicherter Baukörper- und Bodenbedeckungsklassen errechnet, befriedigend erfasst werden kann.

Stadtklimatologische und lufthygienische Eigenschaften von Schweizer Städten

Grösse und Struktur

Die Schweizer Städte unterscheiden sich bezüglich Grösse und Struktur in vier Bereichen ganz wesentlich von den meteorologisch und lufthygienisch gut erforschten Grossstädten wie Frankfurt, Mexiko-City, New York, St. Louis und Tokyo:

1) Es handelt sich mit Ausnahme von Zürich, das zusammen mit den Vororten etwa eine halbe Million Einwohner aufweisen dürfte, generell um Kleinstädte oder Kleinagglomerationen mit Einwohnerzahlen zwischen 30000 und 200000.

2) Die Baustruktur erweist sich als traditionell: Hochbauten im Stadtzentrum weisen selten mehr als 10 – 15 Stockwerke auf. Bestehen die Hauswände in erster Linie aus den Baumaterialien Beton, Backstein, Glas und Stahl, so überwiegen im Dachbereich die Ziegel oder die Kies/Beton-Konstruktionen bei Flachdächern. Als sehr auffällig erweisen sich die engen Strassen, welche sowohl im innerstädtischen Bereich als auch in Vororten anzutreffen sind!

3) Die grosse Zahl an Motorfahrzeugen (ca. 0,5 pro Kopf der Bevölkerung) und die nach wie vor grosse Vorliebe zur Benützung privater Verkehrsmittel führt in den engen städtischen «Strassencanyons» vor allem in den Hauptverkehrszeiten zu einer grossen Verkehrsbelastung.

4) Auch in den zentralen Stadtbereichen sind sehr viele individuelle Hausfeuerungssysteme anzutreffen, deren Emissionen in geringen Höhen abgegeben werden.

Obschon mit Ausnahme der Industriearale von Zürich und Basel und einzelner Grossemittenten die industrielle Luftfremdstoffproduktion relativ bescheiden ausfällt, kann aus den soeben erwähnten Eigenschaften schweizerischer Städte die Folgerung abgeleitet werden, dass die primär durch den Strassenverkehr und sekundär durch Hausbrand und Industrie hervorgerufene Luftverschmutzung bei winterlichen (Nebelmerepisoden) und sommerlichen (Smogepisoden) Stagnationslagen zu echten Problemen führen kann. Berechnungen in den Städten Zürich, Bern und Biel zeigen, dass die Motorfahrzeuge zu ca. 70–75 % für die Produktion von Stickstoffmonoxid (NO) sowie 40–45 % für Kohlenwasserstoffe, und die Hausfeuerungen zu ca. 60 % für die SO₂-Emissionen verantwortlich sind.

Topographie

Im Gegensatz zu vielen Grossstädten der Erde sind praktisch alle Schweizer Städte in eine komplexe Topographie eingebettet. Ganz grob lassen sich vier typische Standorte erkennen:

1) Standorte in Flusstälern

Eine grosse Zahl schweizerischer Städte liegt in Flusstälern. Bevorzugt wurden vor allem Standorte bei Talmündungen und/oder im Grenzbereich zwischen Gebirgs- oder Hügelregionen und benachbarten Vorandenken (Basel, Bern, Fribourg, Winterthur).

2) Standorte an Flüssen, welche in einer See münden

Mindestens ebenso bevorzugt wurden Seefuferstandorte, bei welchen zusätzlich ein

Fluss ein- oder ausmündet (Biel, Genf, Luzern, Thun, Yverdon, Zürich).

3) Standorte an Hanglagen in Seenähe

Einige Städte liegen ebenfalls im Seeuferbereich, doch ist ihre Lage mehr durch einen Abhang als durch ein Flusstal geprägt (Lausanne, Lugano, Montreux, Neuchâtel).

4) Standorte in höher gelegenen Talregionen oder Tälern

Nur wenige grössere Städte liegen in Alpen- und Juratälern oder in voralpinen Talregionen (Chur, La Chaux-de-Fonds, Sion, St. Gallen).

Gehen wir von der Tatsache aus, dass alle vier Standorttypen auf eine geschützte Muldenlage hinweisen und dass jede grössere Schweizer Stadt in der Nähe höherer Gebirge (Jura oder Alpen) liegt, so kann daraus eine weitere Folgerung abgeleitet werden:

Das grossräumige, synoptische Windfeld wird durch die genannten Gebirgsketten stark modifiziert. Bei Wetterlagen mit erhöhter Schichtungsstabilität und auch mechanisch nur geringer Turbulenz (vor allem gradientschwache Antizyklonallagen) sind die in erster Linie topographisch-thermisch induzierten Regional- und Lokalwindsysteme sehr oft vom synoptischen System abgekoppelt. Der Einfluss der Topographie führt damit zu einer zusätzlichen Verschärfung der oben bereits angedeuteten, ungünstigen lufthygienischen Verhältnisse!

Untersuchungsschwerpunkte und Untersuchungsmethoden schweizerischer Stadtklimastudien

Thematische Schwerpunkte

Vor der Beschreibung spezifisch-schweizerischer Forschungsansätze sei kurz auf die drei generellen Forschungsbereiche der Stadtklimatologie hingewiesen:

1) Forschungsbereich «Energiebilanz - Druckfeld - Stromfeld»

Ein Grossteil stadtclimatologischer Studien geht von den fundamentalen Prozessen aus,

welche die Energiebilanz bestimmen (Gleichung (3)). Via Energiebilanz wird dann auf Bodenoberflächentemperaturen und bodennahe Lufttemperaturen geschlossen. Aufgrund der davon abgeleiteten Wärme- und Dichteunterschiede werden schliesslich die Luftdruckunterschiede geschätzt, welche eine Berechnung der Windgeschwindigkeit erlauben. Als relativ schwierig abschätzbar erweist sich dabei der reibungsbedingte Effekt der rauen Stadtoberfläche.

Die erwähnte Kopplung zwischen Temperatur-, Druck- und Stromfeld dient in erster Linie als Basis für die Berechnung des städtischen Stromfeldes (Hjelmfelt, 1982), welches die Luftfremdstofftransporte im mesoskaligen Stadt-Umlandbereich bestimmt.

2) Forschungsbereich «Atmosphärenchemie - Lufthygiene»

In modernen Grossprojekten werden grosse Anstrengungen unternommen, um via Emission, Transport und turbulente Diffusion, chemisch-physikalische Stoffveränderungen und Abbauprozesse sowie Konzentrations- und Depositionsmessungen oder -berechnungen genauere Angaben über die Wirkung der Luftfremdstoffe auf Mensch, Biosphäre und «tote Materie» zu erhalten. Abgesehen von grossräumigen Studien über den sauren Regen konzentrieren sich die lufthygienisch ausgerichteten Stadtklimastudien in erster Linie auf die Erfassung winterlicher und sommerlicher Smoglagen (photochemischer Wirkungskomplex), auf die Untersuchung der flüchtigen, anorganischen Halogenverbindungen, auf die Abschätzung der Wirkung von Schwermetallen und anderen toxischen Spurenelementen sowie auf organische Verbindungen (Rat von Sachverständigen für Umweltfragen, 1983).

3) Forschungsbereich «Niederschlagsmodifikation»

Die Schwerpunkte von Studien, welche sich mit der stadinduzierten Niederschlagsmodifikation befassen, liegen in erster Linie auf der Abschätzung des Einflusses der luftchemischen (Zunahme der Zahl und Veränderung der Art der Kondensationskerne) und der thermodynamischen (stadtbedingte Instabilität - verstärkte Konvektion) Eigen-

schaften von Grossstädten. Im Mittelpunkt stehen Untersuchungen über Stadtgewitter und Leineniederschläge (Chandler et al., 1981).

Betrachten wir bisherige Schweizer Stadtklimastudien, so stand eindeutig Forschungsbereich (1) im Vordergrund (Schlatter, 1975; Mathys et al., 1980).

In neuester Zeit wurden jedoch verschiedene Projekte gestartet, bei welchen Forschungsbereich (2) eine wichtige Rolle spielen wird: Beschränkt man sich in Fribourg (Roten et al., 1982) auf die Wirkungskette Emission-Transmission-Immission, so werden in Biel (Wanner et al., 1982) auch Folgewirkungen in Form von Atemwegserkrankungen bei Kindern sowie Einflüsse auf Flechten studiert. Angesichts der wichtigen Rolle, die der photochemische Smog im Zusammenhang mit dem Waldsterben spielen dürfte, ist es als erfreulich zu bezeichnen, dass dieser Problemkomplex neuerdings in der grössten Schweizer Stadt (Zürich) untersucht wird (siehe Beiträge von Broder und Gassmann).

Abgesehen von den Untersuchungen im Raum Basel (CLIMOD, 1981), welche generell den menschlichen Klimaeinwirkungen gewidmet war, blieb Forschungsbereich (3) bis heute in der Schweiz unbeachtet. Der Grund liegt darin, dass erstens die Städte relativ klein sind und sich zweitens die Stadteffekte kaum losgelöst von den markanten Reliefeinflüssen studieren lassen.

Methodische Schwerpunkte

Tab. 2 gibt einen vorläufigen Überblick über die bei Schweizer Stadtklimastudien angewendeten Methoden. Angesichts des aufgrund des kleinen Landes geringen Forschungspotentials darf es als erfreulich bezeichnet werden, dass trotzdem eine für die gegebenen Fragestellungen günstige Diversifikation der Methoden beobachtet werden kann. So wird u. a. auch versucht, ein günstiges Gleichgewicht zwischen Feldbeobachtungen und Modellstudien zu erhalten. Bei Feldexperimenten wird in der Regel angestrebt, integrale Messsysteme einzusetzen: Feste und mobile Bodenstationen, Zeitraffer-Kamerasysteme, Sondieranlagen, Messtürme, Flugzeuge, Satellitendaten (Rickli und Wanner, 1983). Im Modellbereich sind verschiedene Forschergruppen tätig, die sich methodisch recht gut ergänzen (Hertig et al., 1978; Haschke et al., 1980).

Geographische Schwerpunkte

Wie bereits erwähnt wurde, verfügen neben den grossen Zentren auch zahlreiche Kleinstädte der Schweiz über lufthygienische Untersuchungen. Meteorologische Studien, welche grosse Teile von Städten oder sogar die ganze Stadt betreffen, wurden bisher in den fünf Städten Basel, Bern, Biel, Fribourg und Zürich durchgeführt. Die erste breit angeleg-

Tab. 2. Methodische Schwerpunkte von Schweizer Stadtklimastudien.

Methode	Anwendung in
1. Feldbeobachtungen 1.1. Meteorologische Feldexperimente 1.2. Lufthygienische Messnetze oder Messkampagnen	Basel, Bern, Biel, Fribourg, Zürich In zahlreichen Schweizer Städten
2. Modellstudien 2.1. Empirische Modelle (z. B. digitale Geländeraster) 2.2. Empirisch-statistische Ausbreitungsmodelle für Flächenquellen (z. B. Gauss-Typ) 2.3. Numerische Modelle 2.4. Physikalische oder Hardware-Modelle	Basel, Bern, Biel, Fribourg Biel, Zürich Basel, Zürich Basel, Biel, Fribourg

te Stadtklimastudie war unseres Wissens die in den Jahren 1972-1980 in Bern durchgeführte KLIMUS-Untersuchung (Mathys et al., 1980). Ein Blick auf die räumliche Verteilung zeigt, dass sich die bisherigen Arbeiten auf das höhere und tiefere Mittelland sowie die Juranordseite konzentrieren. Bei der Planung künftiger Aktivitäten müsste somit ein grösseres Gewicht auf die Westschweiz, auf inneralpine Talregionen sowie auf die Alpensüdseite gelegt werden.

Die aktuelle lufthygienische Situation in den Stadtzentren, aber auch der alarmierende Zustand in den Schweizer Wäldern lassen es als denkbar und wünschbar erscheinen, dass in den kommenden Jahren in weiteren Städten der Schweiz interdisziplinäre Forschungsprojekte in Angriff genommen werden.

Einige Ergebnisse schweizerischer Stadtklimastudien

Energiebilanz und Temperaturfeld schweizerischer Städte

Aus Platzgründen kann hier nur auf einige wenige Resultate schweizerischer Stadtklimastudien eingegangen werden. Wie erwähnt, konzentrierten sich diese Arbeiten auf die Wirkungskette Energiebilanz-Temperaturfeld-Stromfeld. Leider beschränkten sich die bisherigen Energiebilanzmessungen auf einige wenige Punkte, an denen vor allem die Strahlungsbilanzanteile bestimmt wurden. Am besten dokumentiert dürfte zur Zeit die Stadt Basel sein. Ein Blick auf die vergleichsweise tiefen Bevölkerungszahlen sowie auf die relativ kleinen Baukubaturen schweizerischer Städte zeigt, dass auch die entsprechenden energiebilanzmässigen Un-

terschiede zwischen Stadt und Umland relativ gering sein dürften.

Tab. 3 gibt einen Überblick über maximale Temperaturdifferenzen zwischen Stadtzentrum und Umland schweizerischer Städte. In der Literatur wird sehr oft der Fehler gemacht, dass die Messgrundlagen nicht definiert werden. Im vorliegenden Fall wurden einerseits mehrere Stationen gemittelt oder Daten von Messfahrten benutzt (Lufttemperatur, 2 m) und andererseits nur Radiometerdaten verwendet, deren Werte auf eine Fläche von mindestens $0,25 \text{ km}^2$ umgerechnet worden waren. Die Abweichungen der Lufttemperatur zeigen, dass sich die Differenzen in dem Rahmen bewegen, wie er von Oke (1976) aufgrund empirischer Formeln für europäische und amerikanische Städte festgelegt wurde.

Abb. 2 gibt anhand von vier Beispielen einen Eindruck vom energetisch induzierten thermalen Regime dreier schweizerischer Städte. Dargestellt wurden nicht nur die Tagesgänge der Wärmeinselintensität, sondern auch die Kurven der stündlichen Abkühlungs- oder Aufheizgrössen ausgewählter Stadt- und Umlandstandorte. Ganz grob lassen sich die folgenden Tatsachen herauslesen:

- A) Temperaturunterschiede: Diese Beträge halten sich in den in Tab. 3 angegebenen Schranken. Abweichungen in der Grössenordnung 10° oder mehr können nicht erwartet werden.
- B) Jahresgang: Abb. 2a zeigt, dass hohe Differenzbeträge vor allem im Sommer auftreten, wenn die Energieumsätze entsprechend grösser sind.
- C) Tagesgang: Das Wärmeinselmaximum tritt sehr oft am Abend (18-24 Uhr) und eher

Tab. 3. Einwohnerzahl (ohne Agglomerationen), Meereshöhe und mittlere maximale Stadt-Umland-Temperaturdifferenzen von fünf Schweizer Städten.

Stadt	Einwohnerzahl	Meereshöhe	$\Delta \bar{T}_{u-r}, ^\circ\text{C}$ (Max., Luft, 2m)	$\Delta \bar{T}_{u-r}, ^\circ\text{C}$ (Max., Boden)
Basel	180 000	270	5-6	10-12
Bern	140 000	540	5-6	10-13
Biel	57 000	440	4-5	—
Fribourg	38 000	620	3-5	—
Zürich	375 000	420	5-7	—

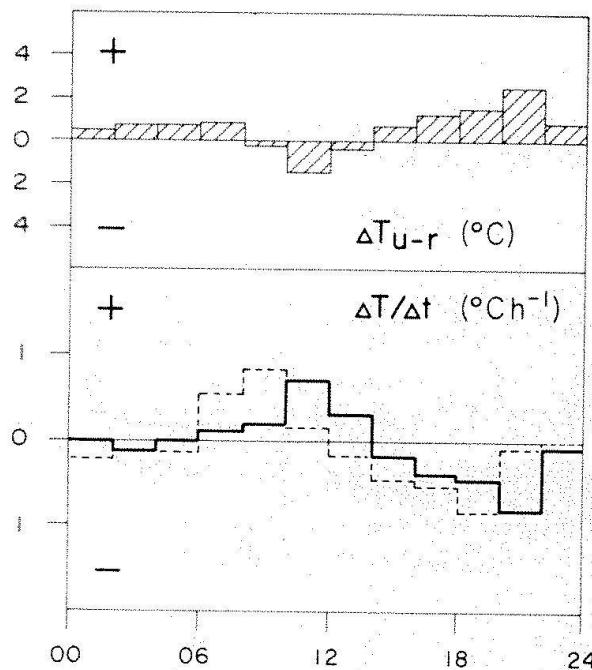


Abb. 2a)

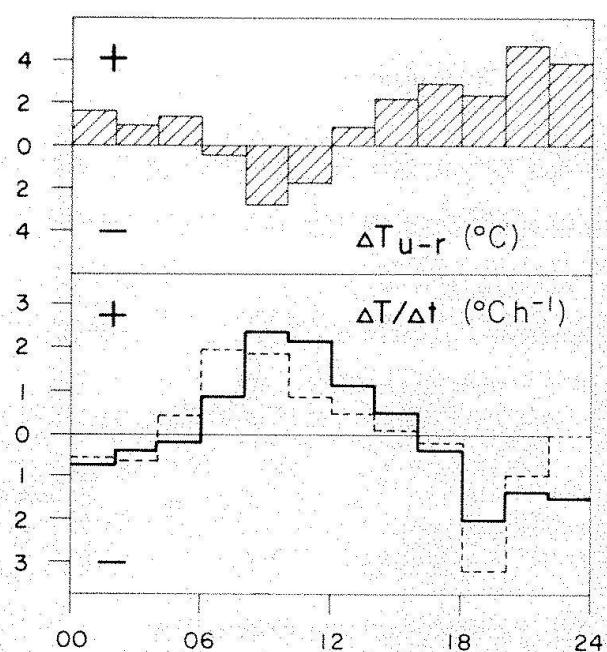


Abb. 2b)

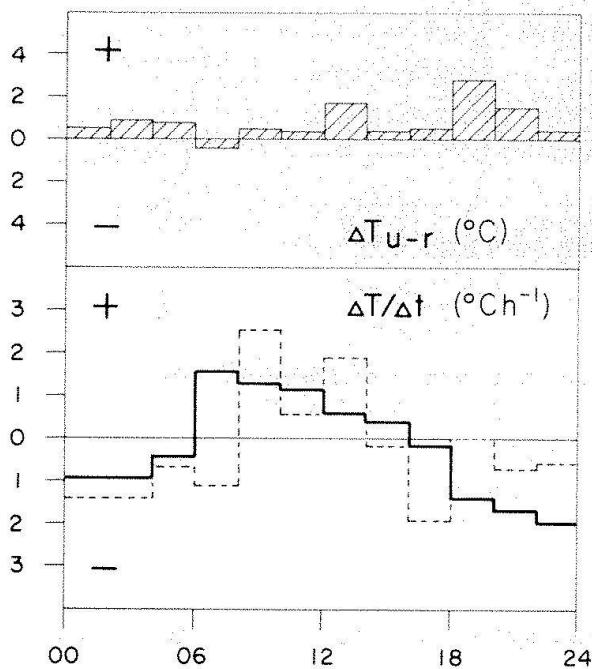


Abb. 2c)

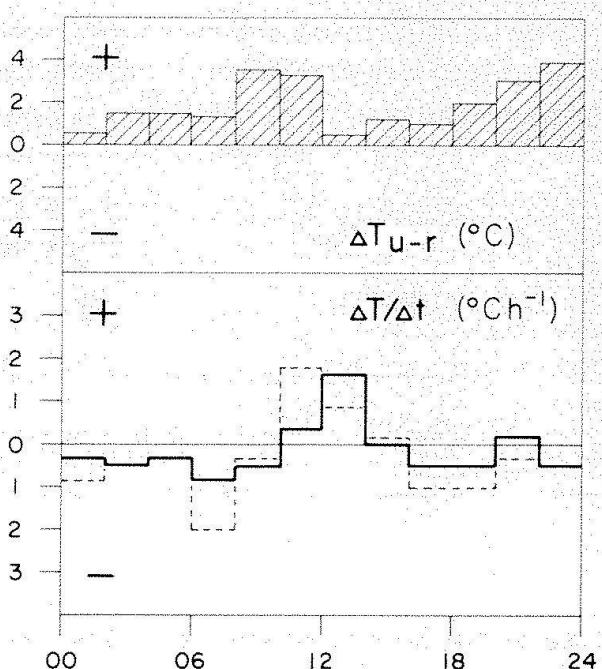


Abb. 2d)

Abb. 2. Stadt-Umland-Temperaturdifferenzen (Luft, 2 m; obere Hälfte der Figuren) sowie Abkühlungs- oder Aufheizraten (untere Hälfte der Figuren) von Stadtstationen (durchgezogene Linien) und Umlandstationen (gestrichelte Linien), dargestellt anhand einer Auswahl von vier typischen Beispielen:

Abb. 2 a) Stadt Bern, sommerliche Hochdrucklage (17. 8. 1973), Landstation talabwärts;

Abb. 2 b) Stadt Bern, winterliche Bisenlage mit Hochnebel (22. 2. 1974), Landstation talaufwärts;

Abb. 2 c) Stadt Fribourg, sommerliche Hochdrucklage (8. 7. 1982), Landstation talabwärts;

Abb. 2 d) Stadt Biel, winterliche Hochdrucklage (8. 1. 1981), Landstation in der Ebene östlich der Stadt.

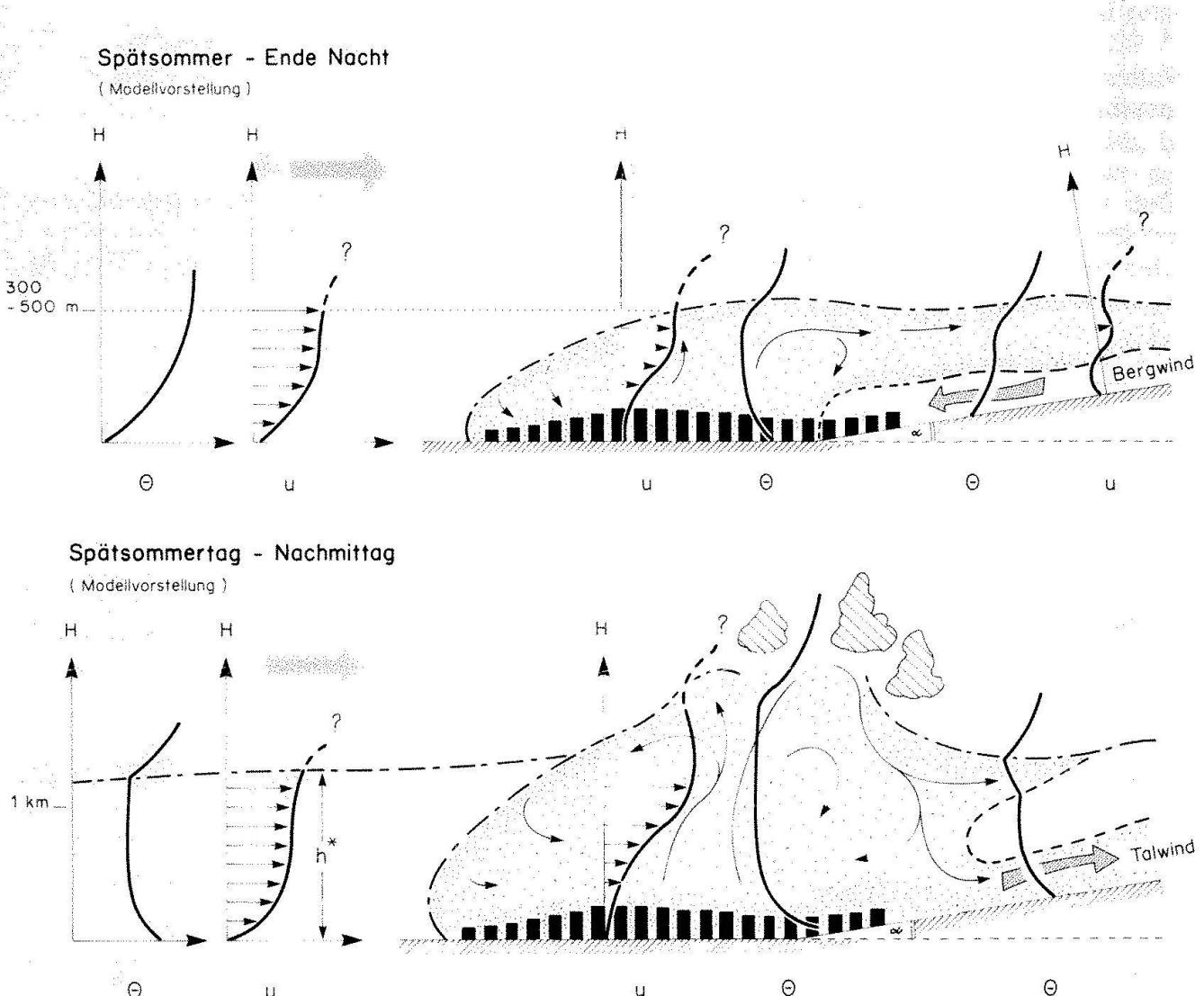


Abb. 3 Hypothetische Modellvorstellung zur Strömungs- und Schichtungsstruktur über Schweizer Städten:

Abb. 3 a) Situation am Ende einer Spätsommernacht;

Abb. 3 b) Situation während eines Spätsommernachmittags.

selten vor Sonnenaufgang auf. Die Abkühlungs- und Aufheizraten deuten darauf hin, dass die relativ kleinen Städte ihren gespeicherten Energieüberschuss bereits in der ersten Nachthälfte an die bodennahen Luftsichten abgeben und ab ca. 20 Uhr im Vergleich zum benachbarten Umland gleiche oder höhere Abkühlungsraten ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$) aufweisen als das Umland. Im Winter könnte eventuell auch die anthropogene Wärmeproduktion eine Rolle spielen (siehe Stadt Biel; Abb. 2d). Auf den Abb. 2a-c ist zudem der Effekt der «negative heat island» zu beobachten, welcher je nach Jahreszeit (Son-

nenaufgang) um ca. 7-12 Uhr auftreten kann.

D) Regionalwindeinfluss: Tagesgänge der Wärmeinselintensität können beim komplexen schweizerischen Relief nicht interpretiert werden, ohne den Einfluss der tagesperiodisch auftretenden, thermodynamisch induzierten Regionalwindsysteme zu beachten. Da diese Strömungssysteme das dreidimensionale Temperaturfeld ganz erheblich deformieren (Abb. 3), müssen vor allem die Standorte der Landstationen beachtet werden. Beim Studium des Windfeldes kann

nämlich festgestellt werden, dass die Wärmeinselintensität sehr oft dann ansteigt, wenn das «thermal forcing» der mesoskaligen Strömungssysteme besonders schwach ist (zur Zeit der Windwechsel Tag-Nacht und Nacht-Tag).

E) Einfluss der synoptischen Situation: Das genaue Studium der Kopplung zwischen Temperatur- und Windfeld zeigt, dass synoptische Einflüsse auch bei relativ tiefen Windgeschwindigkeiten auftreten können (v. a. Deformation der stadtinduzierten thermischen Struktur und der damit verbundenen «Dunstfahne»; vgl. Abb. 3). Von grosser Bedeutung sind erwartungsgemäss auch Veränderungen des Strahlungshaushaltes in Form von Bewölkung oder Nebel, welche die Stadt-Umland-Unterschiede ganz erheblich dämpfen können (Abb. 2b).

Grundsätzliche Überlegungen zum Temperatur- und Strömungsfeld schweizerischer Städte

Abb. 3 stellt den Versuch dar, die bisherigen Resultate der Feldexperimente (v. a. Sondierungen und Messfahrten) verschiedener Schweizer Städte schematisch zusammenzufassen. Dargestellt werden in erster Linie hypothetische Felder der Temperatur und der Strömung. Ganz grob lassen sich die folgenden Strukturen erkennen:

1) Die sehr oft auch optisch sichtbare, fahnförmige Struktur des Temperatur- und Stromfeldes lässt sich auch bei den von uns untersuchten Städten ausmachen (Abegglen, 1982). Beschränkt sich die Wärmeinsel in der Regel auf eine bodennahe Schicht von einigen 10 m bis vielleicht 200 m, so dürfte die auf Abb. 3 dargestellte, strichpunktisierte Mischungsschichtobergrenze im Sommer am Tag ca. 1300-1500 m und in der Nacht ca. 300-500 m über der städtischen Bodenoberfläche liegen.

2) Abgesehen von der dargestellten Modifikation des vertikalen Verlaufs von potentieller Temperatur (Θ) und Horizontalwindgeschwindigkeit (u) lässt sich auch über Schweizer Städten ein äusserst komplexes Konvektionszellenmuster ausmachen, welches wohl eine universell gültige Form der stadterzeugten, thermischen Schichtungsinstabilität darstellt (siehe gekrümmte Pfeile

innerhalb der dargestellten Stadtatmosphäre). Die komplizierte Kopplung zwischen dem synoptisch induzierten Stromfeld und den thermisch und mechanisch induzierten Strömungsmustern über der Stadt führt schliesslich zu einem Verteilungsmuster der Luftfremdstoffe, wie es in Abb. 3 durch kleine Punkte angedeutet wird. Dabei muss betont werden, dass diese Modellvorstellung nur ein mittleres Bild vermittelt, das nicht auf die sehr unterschiedlich ablaufenden Mechanismen des Transportes, der turbulenten Diffusion und der dabei ablaufenden Stoffveränderungen eingehen kann. Dreidimensionale Messungen verschiedener Luftfremdstoffe lassen aber doch den Schluss zu, dass sich hohe Konzentrationen vor allem innerhalb der austauschschwachen UCL (speziell im Konvergenzbereich bodennaher Strömungen) sowie an der Mischungsschichtobergrenze finden lassen (Wanner et al., 1982).

3) Gelten die in (2) und (3) gemachten Aussagen vor allem für ebene Gebiete, so werden die gezeigten Strukturen im komplexen schweizerischen Relief ganz erheblich modifiziert: Thermisch induzierte Hang- oder Berg- und Talwindsysteme, dargestellt am rechten Rand der Abb. 3a und b, können die Temperatur- und Stromfelder im Stadtbereich ganz erheblich modifizieren. Führt eine extrem stabile Schichtung während der Nacht in Ebenen und Mulden zu fast völliger Stagnation, so treten im Hanggebiet während Strahlungsnächten gravitativ induzierte und in der Regel pulsierende Dichteströme auf, deren Geschwindigkeit 10 m über Boden sehr wohl $2-4 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ erreicht (Abb. 3a). Da praktisch jede Stadt im Einflussbereich derartiger Berg- oder Hangabwinde liegt, werden sehr oft ganze Stadtteile oder sogar die ganze Stadt von dieser Strömung bestrichen. Am Tag (Abb. 3b), wenn die Schichtung über der Stadt ohnehin labiler ist, werden im Hangbereich kräftige Tal- oder Hangaufwinde spürbar, welche wie die Bergwinde oft auch als grossräumigere Systeme die ganze Stadt überströmen können. Es gehört dehalb zu den vordringlichen Aufgaben der Schweizer Stadtklimatologie, den Einfluss derartiger Regionalwindsysteme auf die Struktur des städtischen Temperatur- und Stromfeldes, vor allem aber auf den Transport von Luftfremdstoffen abzuschätzen. Es ist eine

bekannte Tatsache, dass die stadtgemachte Luftverschmutzung in schweizerischen Talgebieten während Wetterlagen mit relativ geringer Konvektion über beträchtliche Distanzen ins Umland transportiert werden kann (Fuhrer, 1980). Stellt man sich am Schluss die Frage, wann denn im Bereich der Schweizer Städte besonders belastende Wettersituationen mit hoher Schichtungsstabilität und schwachen Horizontalwinden auftreten, so ist die Antwort nicht einfach zu finden. Dürften es in Ebenen vor allem gradientschwache Wetterlagen mit schwachen Horizontalwinden sein, so muss im komplexen Relief vor allem jenen Situationen Beachtung geschenkt werden, bei denen das «thermal forcing» infolge Nebel oder Bewölkung sehr gering ausfällt. Tagesgangmäßig muss das Augenmerk in Hanggebieten in erster Linie auf die Zeit des strahlungs- und temperaturbedingten Wechsels der Strömungssysteme kurz nach Sonnenauf- und -untergang gelegt werden, da diese in der Regel auch mit den Verkehrsspitzen zusammenfallen.

Überlegungen zu zukünftigen Schweizer Stadtklimastudien

Im Sinne von Schlussfolgerungen seien fünf Grundsätze zur Durchführung zukünftiger Stadtklimauntersuchungen in der Schweiz dargelegt:

- 1) Es sind grosse Anstrengungen zu unternehmen, um die einzelnen Energiebilanzkomponenten in Raum und Zeit besser definieren zu können. Punktuelle Messungen an Einzelstandorten können über digitale Geländeparameter in den Raum umgesetzt werden.
- 2) Das sensible Zusammenspiel zwischen den synoptischen Systemen, den stadtinduzierten meteorologischen Effekten und Regional- oder Lokalzirkulationen ist in Feldexperimenten und Modellen speziell zu studieren.
- 3) Dem Faktor «atmosphärische Chemie» (Stoffveränderungen!) und dessen Wirkungen ist nicht zuletzt im Lichte der stark ansteigenden Waldschäden grosses Gewicht beizumessen.

4) Stadtklimauntersuchungen sind durch gezielte Untersuchungen der Folgewirkungen von Meteorologie und Lufthygiene zu ergänzen. Abgesehen von Waldschäden muss dabei der Mensch eine zentrale Rolle spielen.

5) Ohne die Umsetzung stadtklimatologischer Erkenntnisse in planerische und politische Entscheidungsprozesse nützt der wissenschaftliche und materielle Aufwand wenig: In jedes Projekt müssen betroffene Raumplaner und Politiker integriert werden, welche die Resultate fristgerecht in den Vollzug umsetzen können.

Literatur

- Abegglen, R., 1982: Die städtische Wärmeinsel: Eine Literaturstudie und Städtetypisierung mit einem Beitrag zur Wärmeinsel von Bern. Dipl.-arbeit Univ. Bern, 1982, 165 S.
- Brunt, D., 1941: Physical and dynamical meteorology. Cambridge Univ. Press, London.
- Bundesamt für Umweltschutz, 1982: Luftbelastung 1981, Messresultate des Nationalen Beobachtungsnetzes für Luftfremdstoffe (NABEL). Schriftenreihe Umweltschutz, Nr. 6, 25 S.
- Changnon, S. A. Jr., Semonin, R. G., Auer, A. H., Brahem, R. R. Jr. und Hales, J. M., 1981: METROMEX: A review and summary. Meteor. Monogr., 18, Nr. 40, 1981, 181 S.
- Enders, G., 1980: Die Siedlung als klimatisch differenzierter Lebensraum. Berichte der ANL, Nr. 4, 1980, 104-110.
- Fuhrer, J., 1980: Der Ozongehalt der bodennahen Luftsicht in der Region Bern. Wasser, Energie, Luft, Nr. 5/6, 1980, 167-171.
- Haschke, D., Gassmann, F., Jacobs, C. A. und Pandolfo, J. P., 1980: Computer simulation of mesoscale meteorological effects of waste heat disposal through cooling towers. Paper pres. at EPRI Workshop, San Francisco, Sept. 1980, 34 S.
- Hertig, J.-A., Choulat, C., Giovannoni, J.-M., Keller, J.-C. und Liska, P., 1978: Simulation aérale des effets des activités humaines sur les écoulements de la région du Haut Rhin/Rhin supérieur. IENER, Techn. Ber. Nr. N 501.100, 1978, 158 S.
- Hjelmfelt, M., 1982: Numerical simulation on the effects of St. Louis on mesoscale boundary-layer airflow and vertical air motion: simulation of urban vs non-urban effects. J. Clim. Appl. Meteor., 21, 1982, 1239-1257.
- Kaland, B. D., Oke, T. R. und Spittlehouse, D. L., 1980: Suburban energy balance estimates for Vancouver, B. C., using the Bowen ratio-energy balance approach. J. Appl. Meteor., 19, 1980, 791-802.
- Landsberg, H. E., 1981: The urban climate. Academic Press, New York.

- Lowry, W. P., 1977: Empirical estimation of urban effects on climate: a problem analysis. *J. Appl. Meteorol.*, 16, 1977, 129-135.
- Lyons, T. J., 1983: Comments on «canyon geometry and the nocturnal heat island: comparisons of scale model and field observations». *J. of Climatol.*, Vol. 3, 1983, 95-97.
- Mathys, H., Messerli, B., Maurer, R., Wanner, H. und Winiger, M., 1980: Klima und Lufthygiene im Raum Bern. Veröffentl. d. Geogr. Kommission SNG, Nr. 7, 1980, 40 S.
- Möller, F., 1973: Einführung in die Meteorologie, Bände 1 + 2. BI-Hochschulbücher, Bibliographisches Institut, Mannheim.
- Nübler, W., 1979: Konfiguration und Genese der Wärmeinsel der Stadt Freiburg. *Freiburger Geogr. Hefte* 16, 1979, 113 S.
- Oke, T. R., 1976: The distinction between canopy and boundary-layer heat island. *Atmosphere*, Vol. 14, Nr. 4, 1976, 268-277.
- Oke, T. R., 1978: Boundary layer climates. Methuen, London.
- Oke, T. R., 1979: Review of urban climatology 1973-1976. *WMO Tech. Note No. 169*, World Meteor. Organiz., Genf.
- Oke, T. R., 1981: Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: Comparison of scale model and field observations. *J. of. Climatol.*, Vol. 1, 1981, 237-254.
- Oke, T. R., 1982: The energetic basis of the urban heat island. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 188, 1982, 1-24.
- Rat von Sachverständigen für Umweltfragen, 1983: Waldschaden und Luftverunreinigungen. W. Kohlhammer, Stuttgart.
- Regionale Planungsgemeinschaft Untermain 1977: Lufthygienisch-meteorologische Modelluntersuchung in der Region Untermain - Abschlussbericht. RPU, Frankfurt am Main.
- Reiter, E. R., Burns, C. C., Cochrane, H., Johnson, G. R., Leong, H. und Sheaffer, J.D., 1981: The effects of atmospheric variability on energy utilization and conservation. *CSU Env. Res. Papers* 31, 1981, 59 S.
- Rickli, R. und Wanner, H., 1983: Feldexperimente im Raum Biel - Datenkatalog. *Inform. u. Beitr. z. Klimaforschung*, Nr. 19, 1983, 146 S.
- Roten, M., Ruffieux, D. und Fallot, J.-M., 1982: Le climat de Fribourg et les variations spatiales de la qualité de l'air urbain. *Rapp. destiné au Fonds National, Univ. de Fribourg*, 1982, 39 S.
- Schlatter, B., 1975: Zum Stadtklima von Zürich. *Dipl.arbeit Univ. Zürich*, 1975, 113 S.
- Seinfeld, J. H., 1975: Air pollution, physical and chemical fundamentals. Mc Graw-Hill, New York.
- Wanner, H., 1983: Das Projekt «Durchlüftungskarte der Schweiz» - Methodik und erste Ergebnisse. *Inform. u. Beitr. z. Klimaforschung*, Nr. 18, 1983, 66 S.
- Wanner, H., Berlincourt, P. und Rickli, R., 1982: Klima und Lufthygiene der Region Biel - Gedanken und erste Resultate aus einer interdisziplinären Studie. *Geogr. Helvetica*. 37. Jg., Heft 4, 1982, 215-224.
- Weischet, W. 1980: Stadtklimatologie und Stadtplanung. *Klima und Planung* 79. Veröffentl. der Geogr. Komm. d. Sz. Naturf. Ges., 6, 1980, 73-95.
- Winiger, M., Volz, R. und Witmer, U., 1978: Meteorologische Datenbeschaffung mittels Fernerkundungsmethoden. *Beitr. z. 2. Zwischenber. der Studie CLIMOD*, 1978, 35 S.

Dr. Heinz Wanner
 Geographisches Institut
 Angewandte Klimatologie
 Hallerstrasse 12
 CH-3012 Bern

Stadtklima und chemische Verschmutzung

Fritz Gassmann

Zusammenfassung

Es wird mit Hilfe einfacher Modellvorstellungen begründet, weshalb bei der Ausbildung einer Wärmeinsel dem Emissionsvermögen der Stadtoberfläche, den Verdunstungsverhältnissen sowie der anthropogenen Abwärme primäre Bedeutung zukommt, währenddem die kurzwellige Albedo sowie Wärmeleitung und -Speicherung eine untergeordnete Rolle spielen. Weitere Abschätzungen liefern Aussagen über die vertikale Erstreckung einer Wärmeinsel und deren Stabilität gegenüber einem Windfeld.

In einem zweiten Teil werden die wichtigsten Basisreaktionen beim photochemischen SMOG diskutiert sowie eine darauf aufgebaute mathematische Simulation eines Tagesganges der wichtigsten Luftfremdstoffkonzentrationen vorgestellt. Einige Messresultate aus der Umgebung von Zürich unterstreichen die Bedeutung des grossräumigen Eingriffes der Luftverschmutzung in den Strahlungstransport. So kann beispielsweise aufgrund von Sichtweitemessungen gezeigt werden, dass während der Sommermonate der vergangenen drei Jahrzehnte der Extinktionskoeffizient während 13 % der Zeit auf den doppelten Wert angestiegen ist, sodass die Intensität der Direktstrahlung an der Erdoberfläche während dieser 13 % der Zeit um rund 30 % abgenommen hat. Entsprechend gross kann als Folge die Absorption innerhalb der verschmutzten planetaren Grenzschicht werden, die zu Aufheizraten bis zu 2 K/h führen kann. Auf die klimatologische Bedeutung dieser Prozesse sowie auf deren mögliche Wechselwirkungen mit einer Wärmeinsel wird abschliessend hingewiesen.

Résumé

Selon un modèle physique simplifié, l'îlot de

chaleur d'une ville dépend avant tout de l'émissivité de la surface, des conditions d'évaporation et des rejets de chaleur anthropogènes, alors que l'albedo visible ainsi que la conduction et l'inertie thermique ne jouent qu'un rôle secondaire. D'autres estimations physiques donnent des relations concernant la structure verticale d'un îlot de chaleur et sa stabilité dans un champ d'écoulement.

Une deuxième partie est consacrée au SMOG photochimique. Après une discussion des réactions de base les plus importantes, une simulation mathématique des variations journalières de concentrations de quelques polluants est présentée. Quelques résultats de mesures exécutées aux environs de la ville de Zurich soulignent l'importance de la modification du rayonnement à travers la couche limite de l'atmosphère provenant de la pollution de l'air. Des mesures de la visibilité pendant les trois décennies passées montrent par exemple que le coefficient d'extinction pendant les mois d'été a doublé sa valeur pendant 13 % du temps. Par conséquent, l'intensité directe du rayonnement solaire a diminué d'à peu près 30 % pendant ce temps-là. D'autre part, l'absorption dans une couche polluée peut mener à un échauffement important de l'air de l'ordre de grandeur de 2 K/h. Pour finir, l'importance climatologique de ces processus et leurs possibilités d'interaction avec un îlot de chaleur sont discutées.

Physik der Wärmeinsel

Das Klima innerhalb einer Stadt hebt sich vom Klima ihrer ländlichen Umgebung in erster Linie durch die Ausbildung einer Wärmeinsel im Stadtbereich ab. Die weiteren, das Stadtklima charakterisierenden Phänomene, wie etwa die verstärkte Wolken- und

Niederschlagsbildung oder die Luftverschmutzung und damit zusammenhängend die Verringerung von Sonnenscheindauer und Sichtweite, treten in ihrer Prägnanz vielfach hinter dem Wärmeinseleffekt zurück, sodass die beiden Begriffe Stadtklima und Wärmeinsel meistens als Synonyme verwendet werden.

Entstehung der Wärmeinsel

Bei der Ausbildung der bodennahen Stadt-Land-Temperaturdifferenz spielen hauptsächlich folgende Prozesse mit:

- Infrarot-Abstrahlung (Emissionsvermögen)
- Verdunstung
- anthropogene Abwärme
- Absorption und Streuung von Licht an Luftfremdstoffen
- Reflexion von Licht an der Erdoberfläche (Albedo)
- Wärmeleitung und -Speicherung in den Oberflächenstrukturen

Die Wärmeinsel muss sich daher in erster Linie durch die unterschiedlichen Energiebilanzen der städtischen und ländlichen Oberflächen-Grenzschicht erklären lassen. Die entsprechenden Energiegleichungen lauten

$$(1) \quad \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\varrho c} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

$$(2) \quad B = G\tau(1-a) - \varepsilon\sigma T_{z=0}^4 + A(1-\alpha) = L + S - W + \lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}$$

$T = T(z, t)$ = Bodentemperatur

t = Zeit

z = Bodentiefe ($z \leq 0$, mittlere Bodenoberfläche bei $z = 0$)

ϱ = mittlere Dichte der Oberflächen-Grenzschicht

λ = mittlere Wärmeleitfähigkeit der Oberflächen-Grenzschicht

c = mittlere Wärmekapazität der Oberflächen-Grenzschicht

B = Strahlungsbilanz

G = Globalstrahlung (Summe von kurzwelliger direkter Sonnenstrahlung und diffuser Himmelsstrahlung oberhalb der verschmutzten atmosphärischen Grenzschicht)

τ = Transmission der verschmutzten atmosphärischen Grenzschicht

a = kurzwellige Oberflächenalbedo

ε = Emissionsvermögen oder Grauwert der Oberfläche ($\varepsilon = 1$ für schwarzen Körper)

σ = Stefan-Boltzmann'sche Konstante

A = langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre

α = langwellige Oberflächenalbedo

L = latenter Wärmestrom Boden \rightarrow Atmosphäre (Verdunstung)

S = sensibler Wärmestrom Boden \rightarrow Atmosphäre (Wärmeleitung, Konvektion)

W = an die Bodenstruktur abgegebene anthropogene Wärme (Heizung, Abwärme)

Die Wärmeleitungsgleichung (1) lässt sich mit Hilfe einer Laplace-Transformation leicht analytisch auflösen, falls der sensible Wärmestrom an der Bodenoberfläche (letzter Term in der Energiebilanzgleichung [2]) näherungsweise als zeitlich konstant angenommen wird. Die Lösung für die Oberflächentemperatur ergibt sich dann zu

(3)

$$T = T_0 + \frac{2}{\mu} \sqrt{\frac{t}{\pi}} (B + W - L - S)$$

$$\mu = \sqrt{\lambda \varrho c} = \text{thermische Admittanz}$$

Mit Hilfe der Indices s für «Stadt» und l für «Land» lassen sich folgende Vereinfachungen formulieren:

$$(4) \quad a_s \approx a_l = a$$

$$(5) \quad \mu_s \approx \mu_l = \mu$$

$$(6) \quad \tau_s \approx \tau_l = \tau$$

$$(7) \quad G_s = G_l = G$$

$$(8) \quad A_s \approx A_l = A$$

$$(9) \quad \alpha_s \approx \alpha_l = \alpha$$

$$(10) \quad S_s \approx S_l = S$$

$$(11) \quad L_s \approx 0$$

$$(12) \quad W_l \approx 0$$

$$(13) \quad \varepsilon_l \approx 1$$

Die nur kleine Differenz zwischen Stadt- und Land-Albedo (4) kann anhand von Flugmessungen vom 7. 9. 1977, 13.00 h über der Stadt Basel illustriert werden (CLIMOD 1978, p. 30). Bei einer mittleren Albedo von 16,4 % im Hochrheingebiet hob sich der Innenstadtbereich von Basel mit rund 14 % in einem $1 \times 1 \text{ km}^2$ -Raster nur undeutlich ab, während die Oberflächentemperaturen eine klar erkennbare Wärmeinsel von ca. 3 – 5 K Stärke anzeigen. Ebenfalls nicht von vornherein zu erwarten ist die Ähnlichkeit der thermischen Admittanzen von Stadt- und Landoberfläche (5), die nach Oke (1981, p. 241) je etwa $1000 - 2000 \text{ J m}^{-2} \text{s}^{-1/2} \text{K}^{-1}$ betragen. Eine Überprüfung dieser Werte mit Tabelle (Hütte I 1955; Geiger 1975, p. 29) ergibt tatsächlich sowohl für Normalbeton wie für feuchten Lehm-Sand-Boden oder ruhiges Wasser je rund $1600 \text{ J m}^{-2} \text{s}^{-1/2} \text{K}^{-1}$. Die Gleichheit der Transmissionen (6) wird damit begründet, dass die in den Strahlungsfluss eingreifenden Luftfremdstoffe weit über die Wärmeinsel hinaus verteilt werden. Die restlichen Vereinfachungen (7) bis (13) sind Annahmen, die sich im Rahmen der vorzunehmenden Abschätzungen vertreten lassen. Der Aufbau einer Wärmeinsel lässt sich nun folgendermassen beschreiben:

$$(14) \quad \Delta T = T_s - T_l \approx \frac{2}{\mu} \sqrt{\frac{t}{\pi}} (\sigma T_{z=0}^4 (1 - \varepsilon_s) + L_l + W_s)$$

Die stärkste Ausprägung der Wärmeinsel geschieht gegen das Ende von klaren, windstilen Sommernächten, wo sowohl die Verdunstung als auch der anthropogene Wärmeeintrag vernachlässigbar klein sind, sodass dem Emissionsvermögen der Stadtoberfläche die Hauptrolle zufällt. Diese auch als Grauwert bezeichnete Eigenschaft der Stadtoberfläche hängt mit der Geometrie der Oberflächenstruktur zusammen und kann deshalb in Beziehung zu einem «sky view factor» gebracht werden, der den von den Strassenschluchten aus sichtbaren Prozentsatz der Himmelshalbkugel angibt (Oke 1981). Die innerhalb einer Stadt weitgehend unterdrückte Verdunstung spielt vor allem tagsüber eine wichtige Rolle und der anthropogene Wärmeeintrag ist hauptsächlich während der Heizperiode zu berücksichtigen. Die (sehr vereinfachten)

Überlegungen zeigen, dass den ersten drei der sechs anfänglich aufgeführten Prozesse primäre Bedeutung zukommt.

Vertikale Erstreckung der Wärmeinsel

Über einer kreisförmigen Stadt mit Radius R nehme die Stadt-Land Lufttemperaturdifferenz $\Delta T(z)$ bei Windstille nach oben linear ab und verschwinde bei einer Höhe H, der Obergrenze der Wärmeinsel. Durch die unterschiedliche Dichte einer Luftsäule über der Stadt und über dem Land ergibt sich eine mittlere horizontale Druckdifferenz von

$$(15) \quad \Delta p = \varrho g H \frac{\frac{1}{2} \Delta T_{z=0}}{T}$$

ϱ = mittlere Luftdichte
 g = Normalbeschleunigung

und damit nach dem Bernoullischen Gesetz einen nach der Stadt gerichteten Wind

$$(16) \quad v = \sqrt{\frac{2 \Delta p}{\varrho}} \cdot \chi, \chi < 1$$

Die Reibungskonstante χ berücksichtigt den Bremseffekt der Bodenrauhigkeit und dürfte in der Größenordnung von 0.5 liegen. Durch den kühleren Landwind würde die Wärmeinsel aufgelöst, wenn nicht dauernd eine Energiezufuhr P, die etwa dem Klammerausdruck in (14) entspricht, die Wärmeinsel aufrechterhalten würde. Für einen stationären Zustand gilt:

$$(17) \quad 2\pi R v H \cdot \varrho c_p \frac{1}{2} \Delta T_{z=0} = \pi R^2 P$$

Nach der Elimination von Δp und v erhält man aus (15) bis (17) eine Beziehung zwischen der vertikalen Erstreckung der Wärmeinsel, der Stärke der Wärmeinsel, der Energiezufuhr und dem Stadtradius:

$$(18) \quad H = \frac{1}{\Delta T_{z=0}} \left(\frac{R P}{\varrho c_p \chi} \right)^{2/3} \left(\frac{T}{g} \right)^{1/3} \approx$$

$$\frac{0.027}{\Delta T_{z=0}} \left(\frac{R P}{\chi} \right)^{2/3}$$

Für die Stadt Zürich lässt sich hieraus mit $R = 3 \text{ km}$, $\Delta T_{z=0} = 5 \text{ K}$ und $P = 200 \text{ W/m}^2$ eine vertikale Erstreckung der Wärmeinsel

von rund 60 m berechnen. Für eine zehn mal grössere Stadt (zehnfache Kreisfläche) würde sich die Wärmeinsel bei sonst gleichen Bedingungen nur auf etwa 100 m Höhe vergrössern, da gleichzeitig die Temperaturdifferenz $\Delta T_{z=0}$ etwas zunehmen würde (vgl. Landsberg 1981, p. 98).

Stabilität der Wärmeinsel

Mit denselben vereinfachenden Überlegungen lässt sich auch die Stabilität gegenüber einem Windfeld abschätzen. Eine Wärmeinsel wird durch einen synoptischen Druckgradienten sicher dann wesentlich beeinflusst oder sogar zerstört, wenn dieser längs dem Stadtdurchmesser Druckdifferenzen von der in (15) berechneten Größenordnung erzeugt. Formuliert man den synoptischen Druckgradienten mit Hilfe des geostrophischen Windes v_g , erhält man für die kritische Windstärke

$$(19) \quad v_g^* = \frac{g}{4fT} \frac{H}{R} \Delta T_{z=0} \approx 85 \frac{H}{R} \Delta T_{z=0}$$

Für das obige Beispiel der Stadt Zürich ergibt sich so eine kritische Windstärke von 8,5 m/s in guter Übereinstimmung mit dem

Wert von 8 m/s, den Landsberg (1981, p. 117) für Bremen mit 400000 Einwohnern angibt, das sich der Grösse nach mit Zürich vergleichen lässt.

Der photochemische SMOG

Basisreaktionen beim photochemischen SMOG

Der oxidierende, photochemische SMOG, auch als Los Angeles SMOG bezeichnet, hat während der letzten Dekade zunehmend an Bedeutung gewonnen, weil er hauptsächlich durch den in grösseren Städten stark angewachsenen Autoverkehr gebildet wird. Weiter ist anzunehmen, dass die während der Vegetationsperiode bei intensiver Sonnenstrahlung ablaufenden photochemischen Prozesse und deren vielfältige Produkte neben dem sauren Regen eine wesentliche Ursache des um sich greifenden Waldsterbens sind. In den siebziger Jahren wurden deshalb über ein Dutzend Modelle entwickelt, um die recht verwickelten chemischen Reaktionsabläufe zu beschreiben. Der Umfang dieser Modelle, die vielfach mit SMOG-Kammer Messungen oder Tagesgang Messungen in Städten verglichen wurden, reicht von wenigen

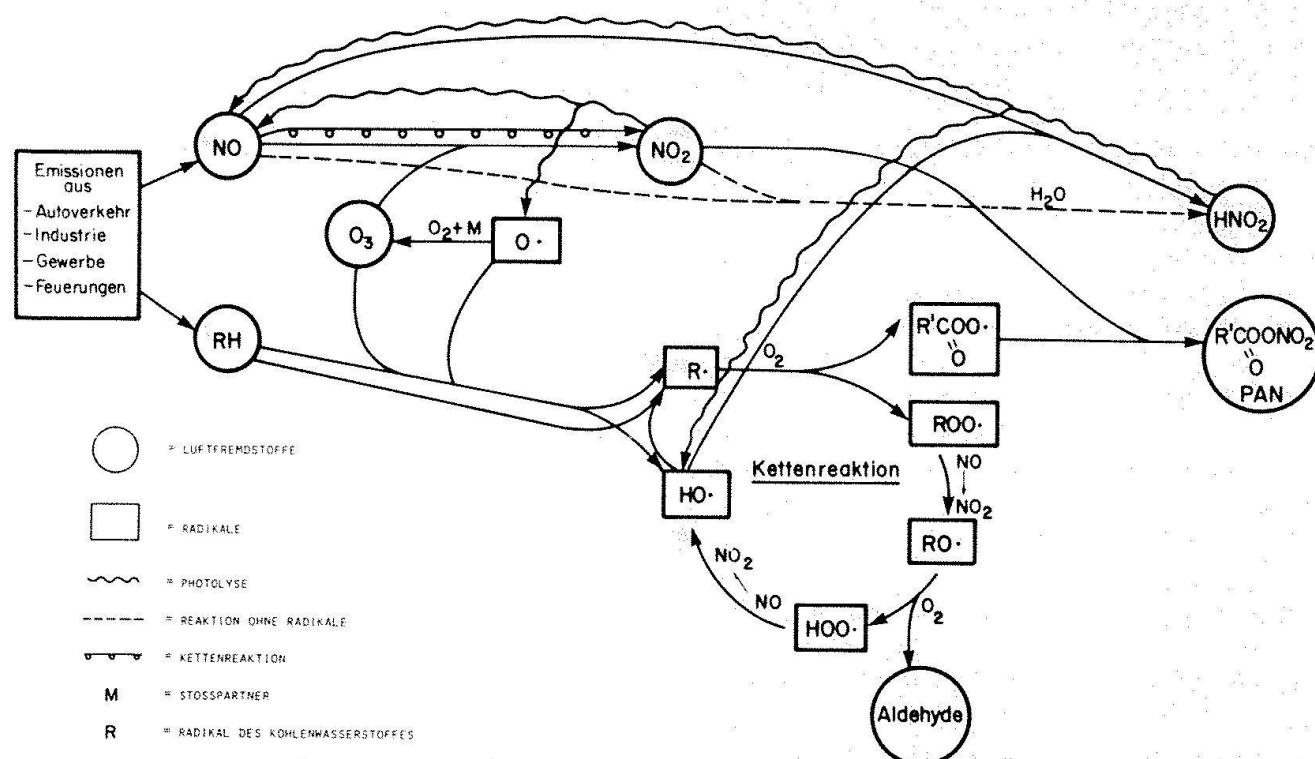


Abb. 1. Basissystem des photochemischen SMOG

gen Grundreaktionen bis hin zu einem komplizierten Mechanismus von 143 Reaktionen (Graedel et al. 1976). Die in jedem Modell enthaltenen Basisreaktionen, ohne die eine einigermassen brauchbare Modellierung nicht möglich ist, sind in Abb. 1 zusammengestellt. Die Emissionen von Stickstoffmonoxid (NO) und Kohlenwasserstoffen (RH), die in Schweizer-Städten zu rund 75 resp. 42 % vom Autoverkehr stammen (ATAL 1983, p. 10), bilden den Ausgangspunkt der sommerlichen SMOG-Reaktionen. Ohne Sonneneinstrahlung läuft nur die von Radikalen unabhängige, in Abb. 1 gestrichelt eingezeichnete, Reaktion ab, die die Stickoxide zusammen mit Wasserdampf in salpetrige Säure (HNO_2) überführt. Die in Abb. 1 nicht eingezeichnete Oxidation von NO zu NO_2 mit Hilfe von Luftsauerstoff ist bei den in Betracht kommenden NO-Konzentrationen unterhalb 1 ppm ($\sim 1200\mu\text{g}/\text{m}^3$) zu vernachlässigen, weil die quadratisch von der NO-Konzentration abhängige Reaktionsgeschwindigkeit so klein wird, dass die Reaktion mehrere Tage beanspruchen würde. Gerade die anfänglich kleinen NO_2 -Konzentrationen sind es jedoch, die unter Sonneneinstrahlung die Kettenreaktionen der SMOG-Photochemie auslösen, da durch ultraviolette Strahlung mit Wellenlängen unterhalb 400 nm NO_2 in NO und atomaren Sauerstoff O aufgespalten wird (die Bindungsenergie zwischen NO und O von 305 kJ/Mol entspricht einem Energiequant bei einer Wellenlänge von rund 400 nm). Das sehr kurzlebige Sauerstoffradikal (Lebensdauer ca. 15 μsec) bildet zusammen mit Luftsauerstoff und einem Stoßpartner, der die Bindungsenergie übernehmen kann, den für den Photosmog typischen Schadstoff Ozon (O_3), der zusammen mit NO wiederum NO_2 bilden kann und so der Photolyse entgegen wirkt. Die beiden Sauerstoffteilchen O und O_3 bilden aber auch den Start einer Kettenreaktion, indem sie aus Kohlenwasserstoff entsprechende Radikale ($\text{R}\cdot$) sowie das Hydroxyl-Radikal ($\text{HO}\cdot$) erzeugen. Das sehr reaktive Hydroxyl-Radikal bildet mit Kohlenwasserstoffen unter Abspaltung von Wasser weitere Alkylradikale ($\text{R}\cdot$), kann aber mit NO auch salpetrige Säure (HNO_2) bilden, die wiederum durch Photolyse Hydroxyl-Radikale abspalten kann. Die Erzeugung von Alkylradikalen durch das Hydroxyl-Radikal wird zu einer

Kettenreaktion, die über das Peroxyradikal ($\text{ROO}\cdot$), das Alkoxyradikal ($\text{RO}\cdot$) und das Hydroperoxy-Radikal ($\text{HOO}\cdot$) wiederum zum Hydroxyl-Radikal führt. Dabei werden NO zu NO_2 oxidiert sowie Aldehyde gebildet. Die beschriebene Kettenreaktion läuft bis alle Kohlenwasserstoffe aufgebraucht sind oder bis andere Reaktionen den Grossteil eines Zwischenproduktes aus dem Zyklus entfernen. Eine wichtige solche Stopreaktion ist die Bildung von Peroxyacetyl Nitrat (PAN) aus dem Peroxyacetylradikal ($\text{RCOOO}\cdot$) und NO_2 . Das Peroxyacetylradikal entsteht aus der Auf trennung der Doppelbindungen von ungesättigten Kohlenwasserstoffen durch O· oder O_3 (das dadurch entstehende $\text{R}'\dot{\text{C}}=\text{O}$ wurde in Abb. 1 nur als $\text{R}\cdot$ bezeichnet). PAN ist ein besonders wichtiger Luftschadstoff, da er vermutlich bereits in äusserst kleinen Konzentrationen nachteilige Auswirkungen auf Pflanzen und Tiere (inkl. Menschen) ausüben kann.

Simulation der SMOG-Photochemie

Beim Vorarbeiten (Zellner 1983) zur Implementierung eines SMOG-Modells in das für die CLIMOD-Studie (1978) benutzte hydrodynamische Grenzschichtmodell (Haschke et al. 1980) wurde aus Rechenzeit-Gründen ein

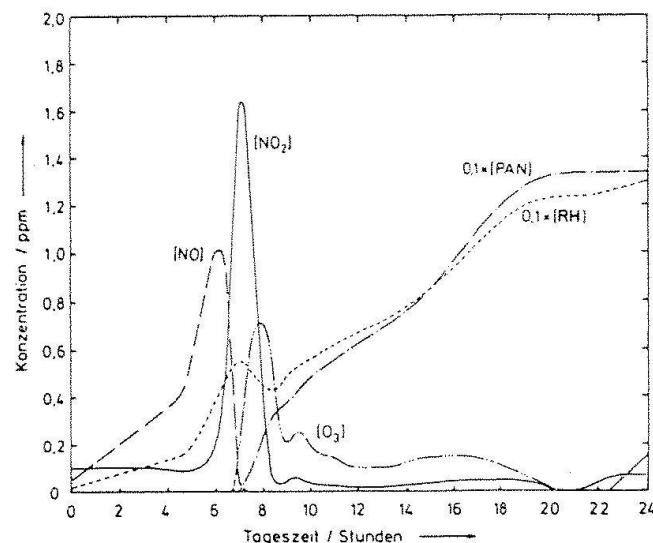


Abb. 2. Tagesgang der Luftfremdstoff-Konzentrationen in einer ruhenden, nicht durchmischten Luftsicht in Bodennähe (entnommen aus Zellner, 1983)

- Sonnenaufgang um 5 Uhr, maximale Emissionen von NO, NO_2 , RH um 7.30 Uhr und 16.30 Uhr
- NO-Konzentrationen nach 8 Uhr sind unterhalb 0,5 ppb
- RH- und PAN-Konzentrationen sind aus Gründen der Darstellung um den Faktor 10 abgeschwächt.

möglichst knappes Reaktionssystem gewählt, das im wesentlichen dem in Abb. 1 dargestellten Basissystem entspricht. Als Geschwindigkeitskonstanten wurden die an SMOG-Kammer Messungen kalibrierten Werte von Eschenroeder (1972) übernommen, die teilweise bis zu einem Faktor 20 von Tabellenwerten abweichen. Man hofft dabei, dass durch diese Abweichungen nicht formulierte weitere Reaktionen (beispielsweise im Zusammenhang mit Wasserdampf oder Kohlenmonoxid) berücksichtigt werden können. Abb. 2 zeigt ein damit berechnetes Beispiel für einen Tagesgang der Schadstoffkonzentrationen in einer nicht realistischen, ruhenden und nicht vertikal durchmischten, bodennahen Luftsicht während eines wolkenlosen Sommertages. Die Photolyse-Reaktionsgeschwindigkeiten wurden proportional zur Sonnenintensität gewählt und die Emissionen von NO, NO₂ und RH wurden entsprechend einer typischen Verkehrsdichte mit Maximalwerten um 7.30 Uhr und 16.30 Uhr vorgegeben. Vor dem um 5 Uhr simulierten Sonnenaufgang kann nur die von Radikalen unabhängige, relativ langsame Synthese von salpetriger Säure ablaufen, weshalb die Konzentrationen von NO und RH kontinuierlich ansteigen. Der bereits nach 4 Uhr beginnende steilere Anstieg ist auf die sich erhöhende Verkehrsdichte zurückzuführen. Etwa eine Stunde nach Sonnenaufgang ist die Radikalbildung durch die Photolyse so stark, dass die NO-Konzentration trotz steigenden Emissionen scharf abfällt und die NO₂-Konzentration entsprechend zunimmt. Ihr Maximum ist erreicht, sobald nahezu das gesamte NO oxidiert ist und damit der NO₂-Abbau gegenüber seiner Bildung dominiert. Dabei wird ein Überschuss an O₃ gebildet, der nun nicht mehr zur Oxidation von NO verbraucht, sondern zum Starten der Radikal-Kettenreaktion benutzt wird. Die RH- sowie die O₃-Konzentrationen gehen dementsprechend zurück und PAN steigt stark an. Ab etwa 10 Uhr wird ein nahezu stationärer Zustand mit fast gleichbleibenden NO-, NO₂- und O₃-Konzentrationen und kontinuierlich ansteigenden PAN- und RH-Konzentrationen erreicht. Das zweite Emissionsmaximum am Nachmittag zeigt nur geringe Auswirkungen, weil einerseits das hohe Ausgangsniveau der vor Sonnenaufgang akkumulierten NO-Konzentration fehlt

und andererseits die Sonnenstrahlung so intensiv und die RH-Konzentration so hoch ist, dass zufolge der Bildung organischer Radikale die NO- und NO₂-Emissionen nahezu in vollem Umfang sofort abgebaut werden. Der soeben erläuterte Tagesgang kann in der Natur nie in dieser extremen Form beobachtet werden, weil gleichzeitig mit der Photolyse auch die im betrachteten Beispiel nicht simulierte Konvektion einsetzt, die die Schadstoffe rasch auf die gesamte Höhe der planetaren Grenzschicht verteilt und so die berechneten unrealistischen Konzentrations spitzen am Morgen stark dämpft. Die mathematische Modellierung kann realistischere Resultate erst dann ergeben, wenn das betrachtete photochemische Modell mit einem Grenzschichtmodell verkoppelt wird.

Beispiele von Messresultaten

Das augenfälligste Merkmal einer SMOG-Situation ist die Beschränkung der Sichtweite durch Absorptions- und Streuvorgänge an vielfältigen SMOG-Produkten, wobei der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre eine entscheidende Rolle spielen dürfte. Die leicht wasserlöslichen Substanzen, wie beispielsweise die im SMOG gebildeten Säuren, bewirken durch Herabsetzung des Sättigungsdruckes, dass durch sie verunreinigte Wassertröpfchen im μm -Bereich bereits bei relativen Feuchten weit unterhalb von 100 % entstehen können. Solche Partikel mit Durchmessern in der Größenordnung der Wellenlänge von sichtbarem Licht vermindern durch ihre intensive Lichtstreuung den Kontrast C und damit die Sichtweite V. Eine einfache Überlegung ergibt den Zusammenhang zwischen diesen Größen und dem Volumen-Extinktionskoeffizienten β zu:

$$(20) \quad V = \frac{1}{\beta} \ln \frac{1}{C} \approx \frac{4}{\beta} \quad (\text{mit } C \approx 2\%)$$

Abb. 3 zeigt die Entwicklung der Häufigkeit eines kurzen (5 – 9,9 km) sowie eines mittleren (10 – 19,9 km) Sichtweitebereiches in Zürich-Kloten während der Sommermonate (Mai – August) über 32 Jahre (1949 – 1980). Es ist anzunehmen, dass die signifikante Verschiebung von rund 200 Stunden, entsprechend 1,6 Stunden täglich zwischen 5.30 und 18.30 Uhr, von mittleren Sichtwei-

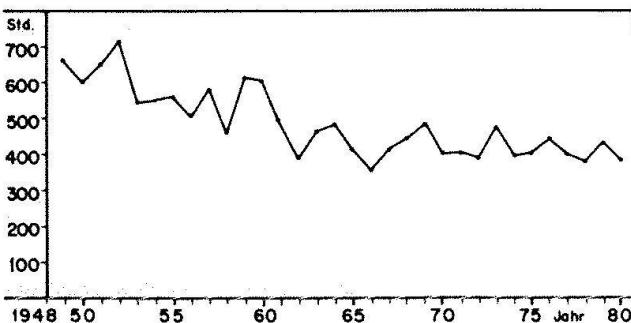
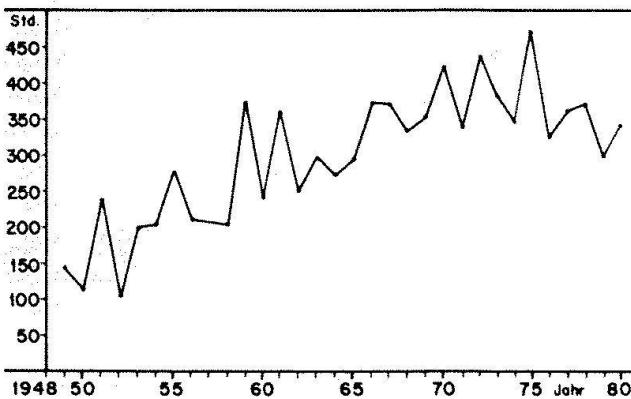


Abb. 3. Häufigkeit ausgewählter Sichtweitebereiche zwischen Mai und August, 5.30-18.30 h MEZ, gemessen im Flughafen Zürich-Kloten.
Oben: Sichtweiten 5,0 - 9,9 km
Unten: Sichtweiten 10,0 - 19,9 km

ten auf die zunehmende Luftverunreinigung zurückzuführen ist. Die durchschnittliche Halbierung der Sichtweite während dieser 200 Stunden (dies sind 13 % der Untersuchungszeit) entspricht einer Verdoppelung des Volumen-Extinktionskoeffizienten von rund $0,25$ auf $0,5 \text{ km}^{-1}$. Die in Bodennähe gemessene Sichtweite dürfte tagsüber repräsentativ sein für die gesamte planetare Grenzschicht, die an Sommertagen mit starker Konvektion 1-1,5 km mächtig ist, sodass die Intensität der Direktstrahlung als Folge der Erhöhung des Extinktionskoeffizienten um rund 30 % abgenommen haben dürfte. Diese Abnahme der Sonnenintensität kann nur zum Teil durch eine Verstärkung der diffusen Strahlung kompensiert werden, weil einerseits die Absorption innerhalb der verschmutzten planetaren Grenzschicht und andererseits die durch den Dunst erhöhte Albedo wesentliche Anteile in Anspruch nehmen. Die Absorption an Aerosolen wurde von Bussen (1982) mittels unabhängiger fotometrischer und calorimetrischer Methoden in Frankfurt am Main gemessen, wobei Absorptionskoeffizienten über $0,4 \text{ km}^{-1}$ be-

stimmt wurden, was klimatologisch bedeutsame Aufheizraten innerhalb der planetaren Grenzschicht von 1-2 K/h ergibt. Berechnungen der Albedo einer Dunstschicht mit Hilfe eines für Licht interpretierten Neutronentransportcodes (Achab 1982) ergaben ebenso beachtliche Werte um 10 %.

Um den Lufthaushalt über der Stadt Zürich zu untersuchen, wurden während der stabilen, spätsommerlichen Hochdrucklage vom 23.9. bis zum 4. 10. 1983 rund 120 hochaufgelöste Fesselballonsondierungen über der Stadtmitte (bis in eine Höhe von 500 m) aufgenommen. Neben den meteorologischen Größen wurde die Ozonkonzentration und während dreier ausgewählter Tage zusätzlich NO und NO₂ gemessen. Die Resultate eignen sich hauptsächlich als Testdaten für Simulationsmodelle der planetaren Grenzschicht über grossen Agglomerationen. Weitere 600 Fesselballonsondierungen mit Ozon und teilweise mit Stickoxiden wurden zwischen Mai und September 1982 in der Mitte sowie am östlichen Abhang des Reusstals gemessen, um den Schadstofftransport aus der Agglomeration Zürich, den nächtlichen Ozonabbau durch die Vegetation, sowie das Windsystem im Reusstal zu untersuchen. Die gemeinsam mit dem Labor für Atmosphärenphysik der ETH Zürich durchgeföhrten Messungen wurden im Sommer 1984 durch weitere Ballonsondierungen ab der Albiskrete sowie durch Messflüge in der weiteren Umgebung der Stadt Zürich ergänzt. Bei bereits früher durchgeföhrten Probeflügen mit dem dafür eingesetzten Motorsegler, der neben den meteorologischen Größen die atmosphärische Turbulenz sowie Ozon misst, konnten Auswirkungen der Agglomeration Zürich auf die Luftqualität in einem Umkreis von rund 15 km Radius deutlich nachgewiesen werden.

Beeinflussung des Stadtklimas durch chemische Verschmutzung

Aufgrund des stetigen Luftaustausches zwischen einer Stadt und ihrer näheren oder weiteren Umgebung ist die Luftverschmutzung kein lokales Phänomen wie etwa die Wärmeinsel und damit das eigentliche Stadtklima. Der bedeutsame Eingriff der Luftschaadstoffe in den Strahlungstransport durch die planetare Grenzschicht verändert

deshalb die klimatischen Bedingungen sowohl innerhalb einer Stadt wie auch in ihrer weiteren Umgebung. Durch die Absorption und Reflexion von Sonnenstrahlung innerhalb der planetaren Grenzschicht wird deren Stabilität verändert, was Rückwirkungen auf die Wolkenbildung wie auf die Dynamik der Wärmeinsel ausüben kann. Rückkopplungseffekte zwischen der Luftverschmutzung und der Ausprägung einer Wärmeinsel, die beides verstärken würden, sind denkbar, es ist aber auch das Gegenteil möglich. Die Beantwortung diesbezüglicher Fragen scheint in der näheren Zukunft mit Hilfe von Computermodellen möglich, wenn die Implementierung von genügend wirklichkeitsnahen Programmen zur Simulation der wichtigen chemischen Prozesse gelingt. Im Hinblick auf Absorptions- und Streuprozesse dürfte dabei der bis heute nur wenig detailliert verstandenen Tröpfchenbildung in verunreinigter Luft vermehrte Bedeutung zukommen.

Literatur

- Achab, M. 1982: Intensity attenuation of the atmospheric radiation through a haze-layer in the visible spectral range. TM-34-82-7, Eidg. Institut für Reaktorforschung, Würenlingen.
- ATAL 1983: Luftreinhaltung im Kanton Zürich. Amt für technische Anlagen und Lufthygiene, Zürich.
- Busen, R. et al. 1982: The determination of the atmospheric heating rate due to the absorption of short-wave radiation in particles. In: Atmospheric trace constituents, proc. of Coll. Mainz 1981, ed. by F. Herbert, 1982, 97-108.
- CLIMOD 1978: Möglichkeiten regionaler Klimaveränderungen durch menschliche Einwirkungen. 2. Zwischenbericht über das Projekt CLIMOD, EDMZ, Nr. 411.78, Bern.
- Eschenroeder, A. Q., Martinez, J.P. 1972: Concepts and applications of photochemical SMOG-Models. Advances in Chemistry, Ser. 113, 1972, 101-168.
- Geiger, R. 1975: Climate near the ground. Harvard University Press, 5. ed., Cambridge Massachusetts, London.
- Graedel, T. E., Farrow, L. A., Weber, T. A. 1976: Kinetic studies of the photochemistry of the urban troposphere. Atmospheric Environment, Vol. 10, 1976, 1095-1116.
- Haschke, D., Gassmann, F., Jacobs, C. A., Pandolfo, J. P. 1980: Computer simulation of mesoscale meteorological effects of waste heat disposal through cooling towers. Paper pres. at EPRI Workshop, Sept. 1980, San Francisco.
- Hütte I 1955: Des Ingenieurs Taschenbuch. Verlag von Wilhelm Ernst & Sohn, 28. Auflage, Berlin.
- Landsberg, H. E. 1981: The urban climate. International Geophysics Series, Vol. 28, Academic Press, New York, London.
- Oke, T. R. 1981: Canyon geometry and the nocturnal urban heat island, Comparison of scale model and field observations. Journal of Climatology, Vol. 1, 1981, 237-254.
- Zellner, K. 1983: Mathematische Modellierung photochemischer Reaktionen in der Atmosphäre. Diplomarbeit unter der Leitung von N. Moussiopoulos, Institut für Technische Thermodynamik, Universität Karlsruhe.

Dr. Fritz Gassmann
Abteilung Energie & Umwelt
Eidg. Institut für Reaktorforschung
CH-5303 Würenlingen

Lokalzirkulation und chemische Verunreinigungen

Benedikt Broder

Zusammenfassung

Die für den Tagesgang des Ozons in der Planetaren Grenzschicht verantwortlichen Prozesse werden diskutiert. Anhand von Messungen im schweizerischen Mittelland wird gezeigt, dass Smogprozesse einen wesentlichen Einfluss ausüben. Zudem wird im Vergleich zu ebener Topographie festgestellt, dass unter Wirkung eines im hügeligen Gelände auftretenden lokalen Windsystems die am Erdboden ablaufenden heterogenen chemischen Prozesse (dry deposition) eine verstärkte Effektivität beim nächtlichen Abbau des Ozongehalts der bodennahen Luftsichten aufweisen. Die resultierende spezielle Immissionssituation wird dargestellt.

Résumé

Les processus responsables de la variation journalière de l'ozone dans la couche limite planétaire sont discutés. Des mesures exécutées sur le Plateau suisse démontrent l'influence essentielle des processus de la chimie du «smog». En comparaison avec la topographie de plaine, on constate qu'un système de vent local, qui apparaît sur un terrain accidenté, renforce l'efficacité des processus chimiques hétérogènes au sol (dry deposition) réduisant pendant la nuit la teneur en ozone dans la couche d'air au voisinage de celui-ci. La situation d'immission spéciale qui en résulte est présentée.

Einleitung

Das Erscheinungsbild der chemischen Vorgänge in der Planetaren Grenzschicht (PBL, Planetary Boundary Layer), d.h. dem untersten, einige hundert Meter Mächtigkeit aufweisenden Stockwerk unserer Atmosphäre,

hat in den letzten Jahren ein zunehmendes Interesse gefunden. Durch anthropogene Beeinflussung der chemischen Zusammensetzung der Luft haben sich nämlich in diesem Zeitraum eine Vielzahl neuer Effekte eingestellt, die unerwünschte Auswirkungen auf das pflanzliche, tierische und menschliche Leben haben.

Für einmal soll hier nicht das Waldsterben, sondern die bisher noch nicht im Blickpunkt der Öffentlichkeit stehenden Ernteverluste, die durch die Wirkung des infolge photochemischer Prozesse erhöhten Ozongehalts der Luft bewirkt werden, in den Vordergrund gestellt werden. Laborversuche zeigten nämlich, dass eine Verfünffachung der natürlichen Hintergrundkonzentration des Ozons in Minderanbauerträgen von 50 % bei Erdnüssen, 45 % bei Sojabohnen, 30 % beim Winterweizen und 10 % beim Mais resultiert (Quelle: New Scientist, 4 March 1982, S. 563). Falls sich diese Resultate auch für Freilandverhältnisse bestätigen sollten, könnte dies natürlich zu einem schwerwiegenden volkswirtschaftlichen Problem werden.

Um eine effiziente Strategie zur Kontrolle der Auswirkungen solcher Art auf die natürliche Umgebung des Menschen zu etablieren, müssen sowohl die chemischen Prozesse, die in der Grenzschicht ablaufen, wie auch ihre Kopplung mit den dynamischen Vorgängen einem möglichst vollständigen Verständnis zugeführt werden.

Für die Verhältnisse über flacher Topographie war für das vergangene Jahrzehnt eine bemerkenswerte Forschungsaktivität festzustellen, doch blieb die Kopplung zwischen Chemie und Transport im Gelände, in dem das Auftreten lokaler Windsysteme zu erwarten ist, weitgehend unerforscht.

Am Laboratorium für Atmosphärenphysik der ETH wurde aus diesem Grunde seit 1978 ein Schwerpunkt auf die Erfassung dieser Wechselwirkung über hügeligem Gelände ge-

legt, wobei Ozon als zentrale Substanz in smogbeeinflusster Luft im Vordergrund stand.

An dieser Stelle soll von vorläufigen Resultaten der Messkampagne 1982 berichtet werden, wobei das Schwergewicht auf die Untersuchungen zu den nächtlichen Ozonabbau-mechanismen gelegt werden soll. Der Einfachheit halber wird dabei von einer Betrachtung der Verhältnisse über ebenem Gelände ausgegangen, wobei noch zwischen Reinluft- und Smogverhältnissen unterschieden werden muss.

Prozesse über flachem Gelände

Reinluftverhältnisse

Von Reinluftverhältnissen kann gesprochen werden, falls die Zeitskala der homogen ablaufenden chemischen Prozesse einige Tage beträgt und damit kein Beitrag dieser Vorgänge zum Tagesgang des Ozons erwartet werden kann. Betrachtet man einen solchen Tagesgang genauer, wird ein charakteristischer nächtlicher Abbau der Ozonkonzentration ersichtlich. Die Ozonabnahme ist dabei am grössten in Bodennähe und nimmt mit der Höhe ab, um oberhalb der Inversions-schicht schliesslich zu verschwinden. Dieser Abbau ist auf die Wirkung der trockenen Deposition, d. h. der Zerstörung von Ozon infolge heterogener chemischer Prozesse am Erdboden, zurückzuführen. Da in der Nacht durch die bestehende Temperaturinversion der Vertikalaustausch stark eingeschränkt ist, bewirken diese heterogenen Reaktionen die beobachtete Abnahme der Ozonkonzen-tration innerhalb der Inversionsschicht.

Tagsüber hingegen wird durch starken verti-kalen Austausch viel Ozon in Bodennähe ge-führt, und kurze Zeit nach dem Aufbrechen der Inversion beobachtet man bis in unmit-telbare Bodennähe eine vertikal beinahe homogene Ozonverteilung (Galbally, 1968). Die Effektivität, mit der Ozon durch trocke-ne Deposition aus der Atmosphäre entfernt wird, hängt ab von der in Bodennähe vor-herrschenden Ozonkonzentration und den Eigenschaften der Oberfläche. Ist diese Oberfläche bewachsen, so ergeben sich erhöhte Zerstörungsraten, weil die Pflanzen durch ihre Stomata Ozon aufnehmen, wel-

ches im Innern der Zellen zerstört wird. Da bei treten zwischen verschiedenen Pflanzenarten beträchtliche Unterschiede auf, und auch der durch äussere Umstände (Lichtver-hältnisse, Feuchteverhältnisse) gesteuerte Zustand der Schliesszellen hat einen wesent-lichen Einfluss auf die Effektivität der Ozon-zerstörung infolge Pflanzenaktivität und da-mit der trockenen Deposition überhaupt (Galbally et al., 1980).

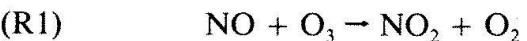
Zusammengefasst kann gesagt werden, dass der Tagesgang des Ozons in Reinluftverhältnissen durch das Zusammenwirken des tur-bulenten Transports mit der Ozonzerstörung am Boden erklärt werden kann.

Smogverhältnisse

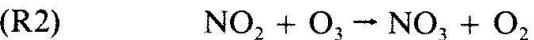
Bei Vorliegen von Smogverhältnissen, d. h. in der Nähe städtischer Ballungsräume, erhöhen sich die Emissionsraten einer Vielzahl von Substanzen beträchtlich.

Dadurch verschiebt sich die Zeitskala der chemischen Prozesse in den Bereich von Stunden. Tagsüber erfolgt ein starker Ozon-aufbau, der mit einer Konzentrationszunah-me der für die Smogphotochemie typischen Kettenabbruchprodukte wie Peroxiacetylni-trat (PAN) und einem Abbau des Stickoxid-gehalts einhergeht (Butler, 1979).

Nachts hingegen gibt die Emission von Stick-stoffmonoxid und Kohlenwasserstoffen An-lass zu einem Ozonabbau infolge homogener chemischer Reaktionen. Dabei steht die sehr schnelle Reaktion R1



im Vordergrund. Das entstandene Stick-stoffdioxid reagiert mit Ozon weiter nach



und das dabei gebildete NO_3 geht in der Folge eine Reihe weiterer Reaktionen ein, deren relative Wichtigkeit aber noch weitgehend unbekannt ist (Platt et al., 1981). Die beiden angegebenen Reaktionen bewirken nun ei-nen, verglichen mit der Wirkung der trocke-nen Deposition, verstärkten nächtlichen Ab-bau des Gehalts von Ozon. Zusammen mit den tagsüber ablaufenden ozonproduzierenden Vorgängen führt dies zu einer gegenüber Reinluftverhältnissen sehr viel ausgeprägte-

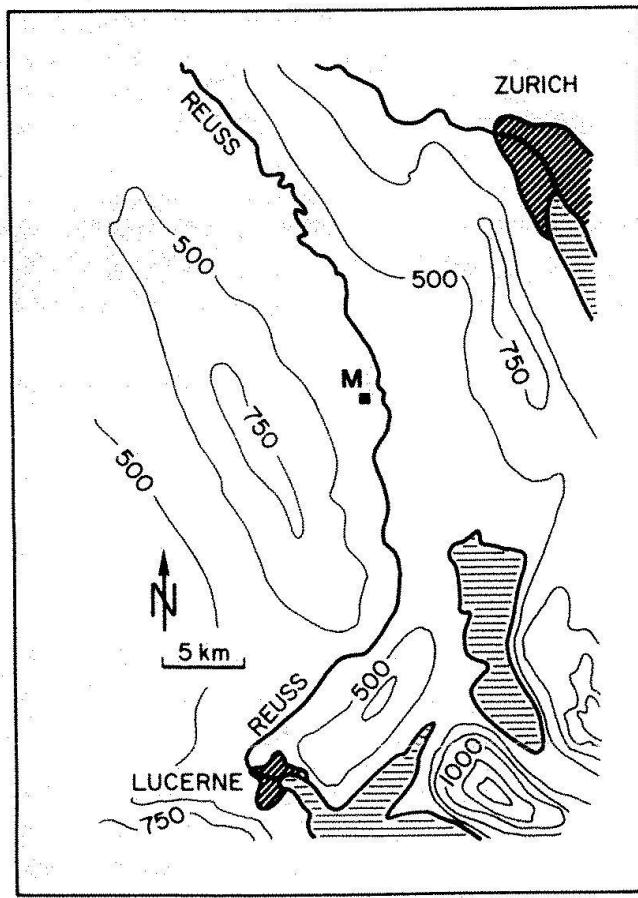


Abb. 1. Karte des Reusstals. M steht für die Messstation Merenschwand. Höhen sind in Meter über Meer.

ren Variation des Ozongehalts in der PBL (Hov, 1983).

Verhältnisse über hügeligem Gelände

Messprogramm

Die im folgenden zu diskutierenden Messungen zur Abklärung der Verhältnisse über hügeligem Gelände wurden im Gebiet des Reusstals, zwischen der Albiskette und dem Lin-

denberg, durchgeführt. Dabei wurden von Merenschwand und Schüren aus mit Hilfe von Fesselballonen vertikale Profile von Ozon, Temperatur, Wind und Feuchtigkeit erfasst (Abb. 1 und 2). Zusätzlich standen uns Aufzeichnungen des Bodennetzes, das in einem Talquerschnitt auf der Höhe von Merenschwand errichtet wurde, zur Verfügung (Abb. 2). In Merenschwand war ferner eine Sackprobennahmeeinrichtung zur punktweisen Erfassung der vertikalen Verteilung des NO_x-Gehalts im Einsatz, und zusätzlich wurde mit Freiballonen der Ozongehalt, die Temperatur wie auch die Feuchtigkeit der Luft bis in die untere Troposphäre gemessen.

Immissionssituation

Um entscheiden zu können, ob die mit unseren Messungen erfassten Verhältnisse durch Smogprozesse beeinflusst wurden, bietet es sich an, den Zusammenhang zwischen den am Fesselballon in Merenschwand gemessenen maximalen Ozomischungsverhältnissen und den aufgetretenen Maximaltemperaturen in die Diskussion einzubeziehen (Abb. 3). Dabei sind die mit D bezeichneten Tage als advektiv gestört zu betrachten, da die angegebenen maximalen Ozonkonzentrationen während der Nachtstunden beobachtet wurden. Sie können damit nicht in die laufenden Betrachtungen einbezogen werden. Was aber auffällt, ist, dass eine lineare Regression der während der vier als advektiv ungestört betrachteten Perioden von 1982 (Per 1 bis Per 4) gewonnenen Daten eine hervorragende Korrelation von 0,93 ergibt. Ein solcher Zusammenhang ist aber typisch für smogphotochemisch bedingte Verhältnisse. Daraus schliessen wir, dass die Luft der PBL in unse-

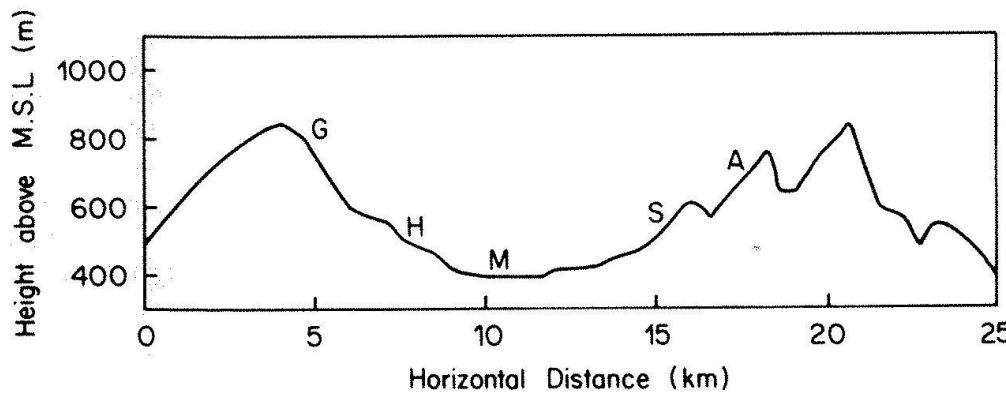


Abb. 2. Querschnitt durch das Reusstal auf der Höhe von Merenschwand mit eingezeichneten Positionen der Messstellen. (G: Grod, H: Herdmatten, M: Merenschwand, S: Schüren und A: Aeugst)

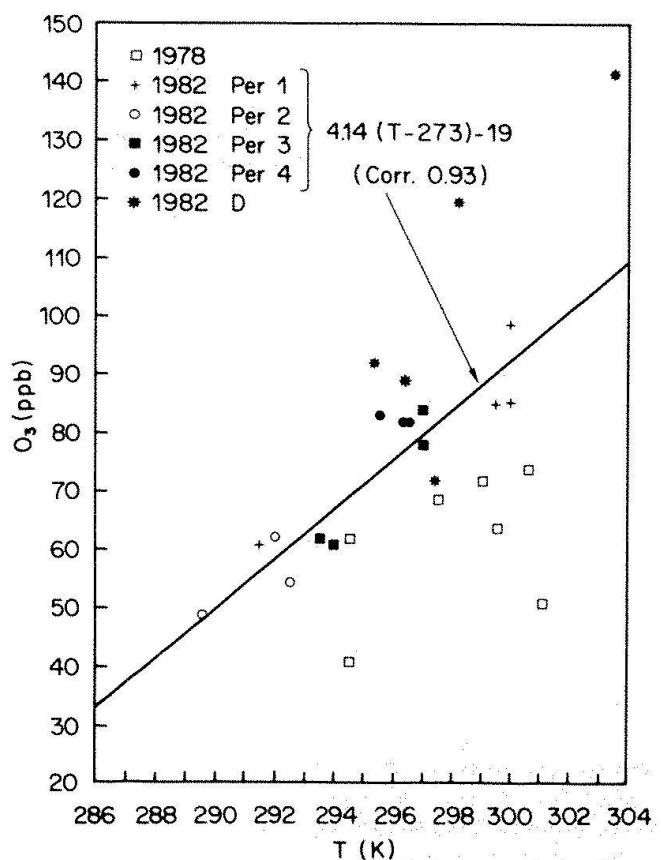


Abb. 3. Beobachtete maximale Ozonmischungsverhältnisse, abgetragen gegen die entsprechenden Maximaltemperaturen, in Merenschwand für 1978 und 1982. (Erläuterungen sh. Text.)

rem Messgebiet wesentlich durch anthropogene Beeinflussung geprägt ist. Im Unterschied zu den ungestörten Tagen von 1982 zeigen die 1978 gemessenen Daten keine wesentliche Temperaturabhängigkeit (Abb. 3). Falls Tage mit ähnlichen Maximaltemperaturen zum Vergleich herangezogen werden, ersieht man auch, dass 1982 wesentlich höhere Ozonkonzentrationen beobachtet wurden als 1978. Diese Feststellungen lassen den Schluss zu, dass die Immissionssituation im Reusstal sich in den drei zwischen 1978 und 1982 vergangenen Jahren stark in Richtung ausgeprägter smogphotochemischer Beeinflussung entwickelt hat. Es stellt sich nun natürlich die Frage, ob das Auftreten der oben diskutierten Smogerscheinungen noch mit anderen Beobachtungen im Reusstal belegt werden kann. Unsere Beobachtungen mittels der Freiballonaufstiege geben dazu wichtige Anhaltspunkte: So wurden sehr oft Profile gemessen, die innerhalb der einige hundert Meter dicken Grenzschicht stark erhöhte Ozonkonzentrationen gegenüber den Verhältnissen in der freien Troposphäre zeigen. Als Beispiel dazu sei der Aufstieg vom 10. 9. 1982 angeführt (Abb. 4). Die Existenz solcher Schichten ist aber ein sehr deutlicher Hinweis für das Auftreten smogbedingter Prozesse. Damit ergibt sich die Folgerung, dass die im folgenden zu diskutierenden Ozontagesgänge wesentlich durch die homogene Chemie beeinflusst sind.

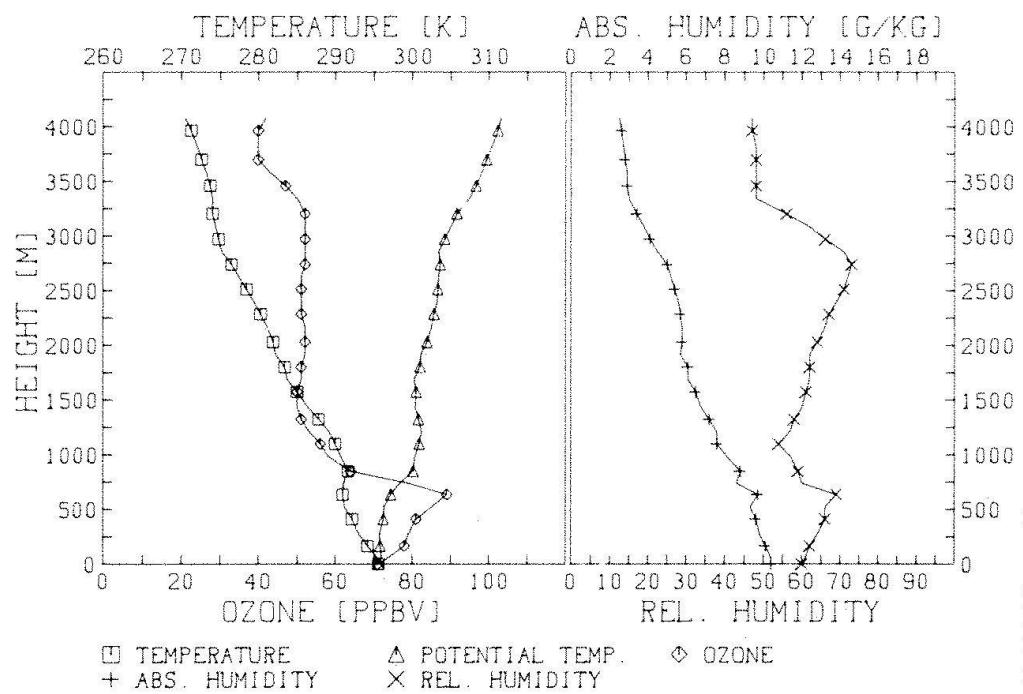


Abb. 4. Daten des Freiballonaufstiegs vom 10.9. 1982 um 17.00 Uhr. Startort: Merenschwand. (Höhen in Meter über lokalem Grund; relative Luftfeuchtigkeit in %.)

FB M 12-13.9.82

OZONE (PPBV)

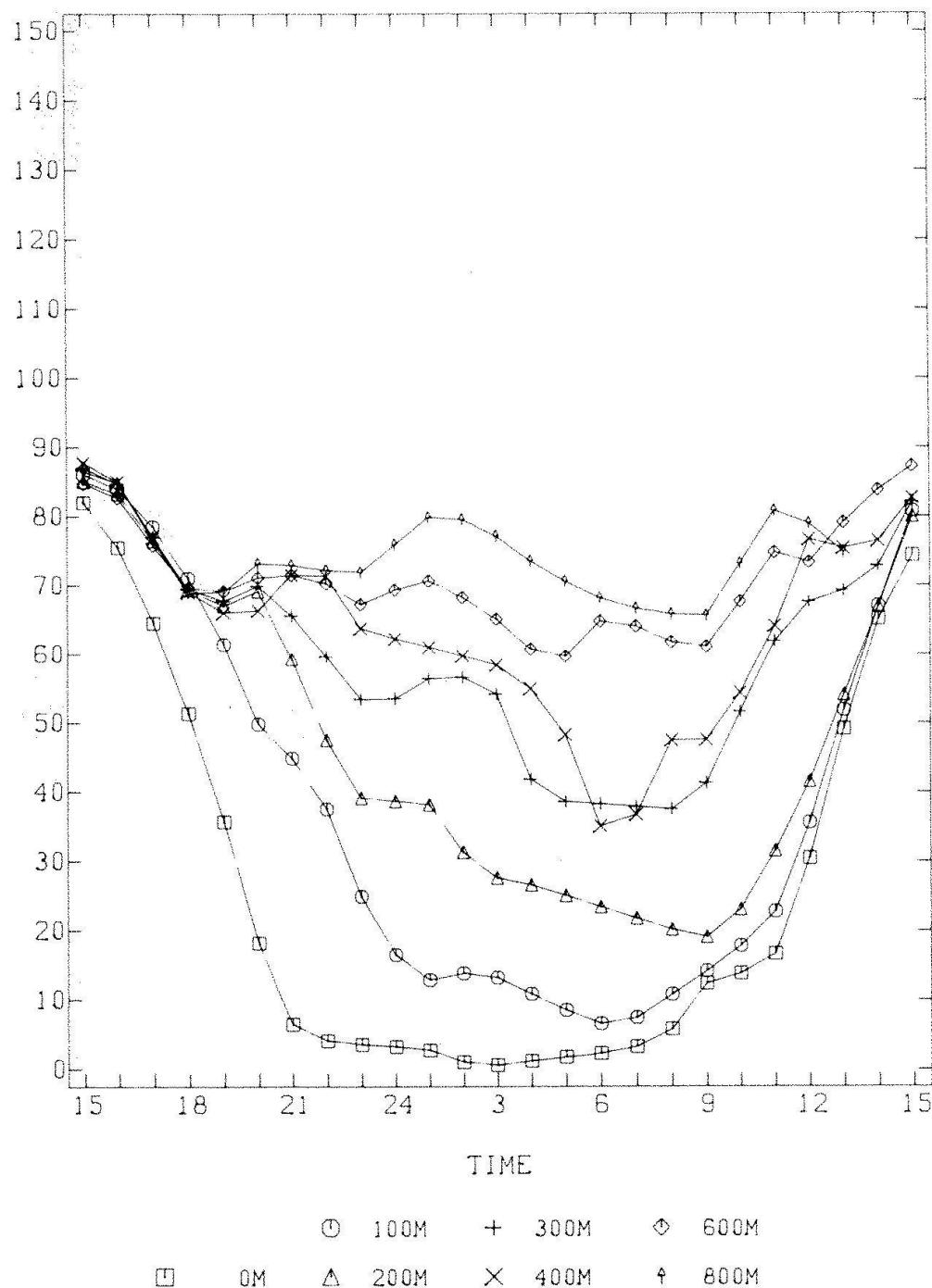


Abb. 5. Ozontagesgänge am 12./13.9.1982 in verschiedenen Höhen über Merenschwand. (Fesselballondaten; Höhen in Meter über lokalem Grund.)

Ozonzerstörung

Betrachtet man an einem für unsere Messungen typischen Tag die Ozontagesgänge auf verschiedenen Höhen über dem Fesselballonstandort Merenschwand, so ist kein wesentlich von den über horizontal homogenem Gelände beschriebenen Verhältnissen abweichendes Verhalten feststellbar (Abb. 5). Eine statistische Analyse der Daten ergibt, dass

homogene chemische Reaktionen für einen mittleren Anteil von 19 % (Extremwerte 4 %, 54 %) an den in den untersten 400 m der PBL beobachteten Ozonverlusten verantwortlich sind, wobei der Effekt überwiegend der Reaktion zwischen Stickstoffmonoxid und Ozon zuzuschreiben ist. Trägt man nun die Ozonverlusten nach Abzug des Anteils der homogenen Chemie gegen die mittlere Ozonkonzentration im entsprechen-

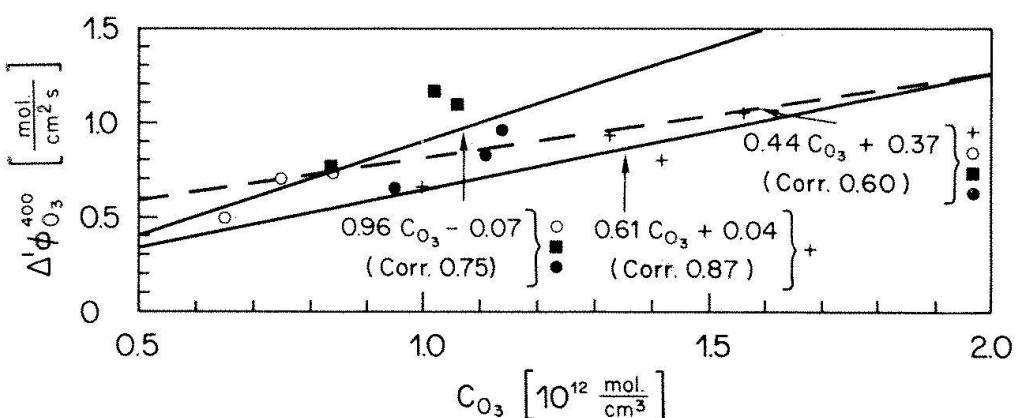


Abb. 6. Ozonzerstörungsrate ($\times 10^{-12}$) im Zeitraum von 18 bis 06 Uhr in der Schicht 0–400 m nach Abzug des Anteils der homogenen Chemie, abgetragen gegen die mittlere nächtliche Ozonkonzentration in derselben Schicht.

den Volumen auf, so ergibt sich eine Aufspaltung der Tage in zwei Klassen: Für Periode 1 hängen die Verlustraten viel weniger stark von der vorherrschenden Ozonkonzentration ab als für die Perioden 2 bis 4 (Abb. 6). Es ist wesentlich festzuhalten, dass die Periode 1 Tage im Zeitraum vom 25. 5. bis 3. 6. 1982 enthält und die Perioden 2 bis 4 solche zwischen dem 21. 8. und 14. 9. 1982 umfassen. Dies bedeutet, dass die Tage der Periode 1 als Sommertage und diejenigen der Periode 2 bis 4 als Herbsttage angesprochen werden müssen. Verantwortlich für die bezüglich der Effekte der homogenen Chemie korrigierten Ozonverlustraten muss somit ein Prozess sein, der wesentlich nur von der Ozonkonzentration abhängt und dessen Effektivität von jahreszeitlich variierenden Charakteristiken (Vegetationszustand, Feuchteverhältnisse usw.) stark beeinflusst wird. Diese Aussage legt den Schluss nahe, dass die trockene Deposition von Ozon am Erdboden eine wesentliche Rolle gespielt haben muss. Allerdings hängt die Effektivität der trockenen Deposition von den in Bodennähe vorhandenen Ozonkonzentrationen ab, und diese waren insbesondere im Herbst sehr tief. Dabei müssten unrealistisch hohe Ozon-depositions-raten angenommen werden, um die Ozonverluste erklären zu können. Zudem ist bei der beobachteten äußerst stabilen Schichtung der nächtlichen Grenzschicht der turbulente Transport sehr ineffektiv, so dass der Ozonabbau sich nicht in höhere Schichten fortpflanzen konnte. Es kann an dieser Stelle geschlossen werden, dass unter solchen Umständen über ebenem Gelände die trockene Deposition keinen wesentlichen Einfluss auf den Ozontagesgang mehr nehmen würde. Für die Verhältnisse über hügeligem Gelände muss allerdings diese Folgerung nicht

unbedingt übernommen werden. So sind z. B. noch andere Prozesse außer turbulentem Austausch denkbar, die zu Vertikaltransport Anlass geben. Die im folgenden zu diskutierende These ist, dass die beobachteten Ozontagesgänge unter dem Einfluss eines lokalen Windsystems, wie es in einer stark vereinfachten Schemazeichnung in Abb. 7 dargestellt ist, zustande gekommen sind. Dabei wird durch die Hangabwinde während der ganzen Nacht relativ ozoneiche Luft aus größeren Höhen herangeführt. Für diese Luftmassen ist die Ozonzerstörung am Boden, im Gegensatz zu stagnierenden Luftmassen über ebenem Gelände, sehr effektiv. Zudem erfolgt während des Transports ein wesentlicher Ozonabbau infolge der homogenen chemischen Reaktion zwischen dem emittierten Stickstoffmonoxid und Ozon.

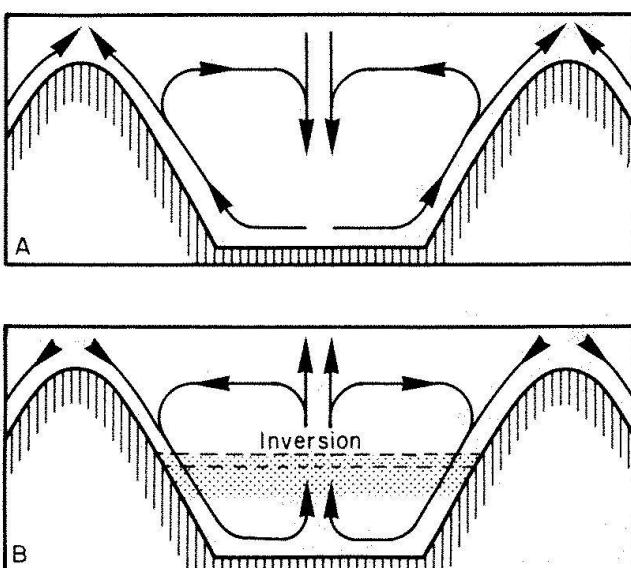


Abb. 7. Schematische Darstellung eines in hügeligem Gelände auftretenden Hangwindsystems (A: Tag, B: Nacht).

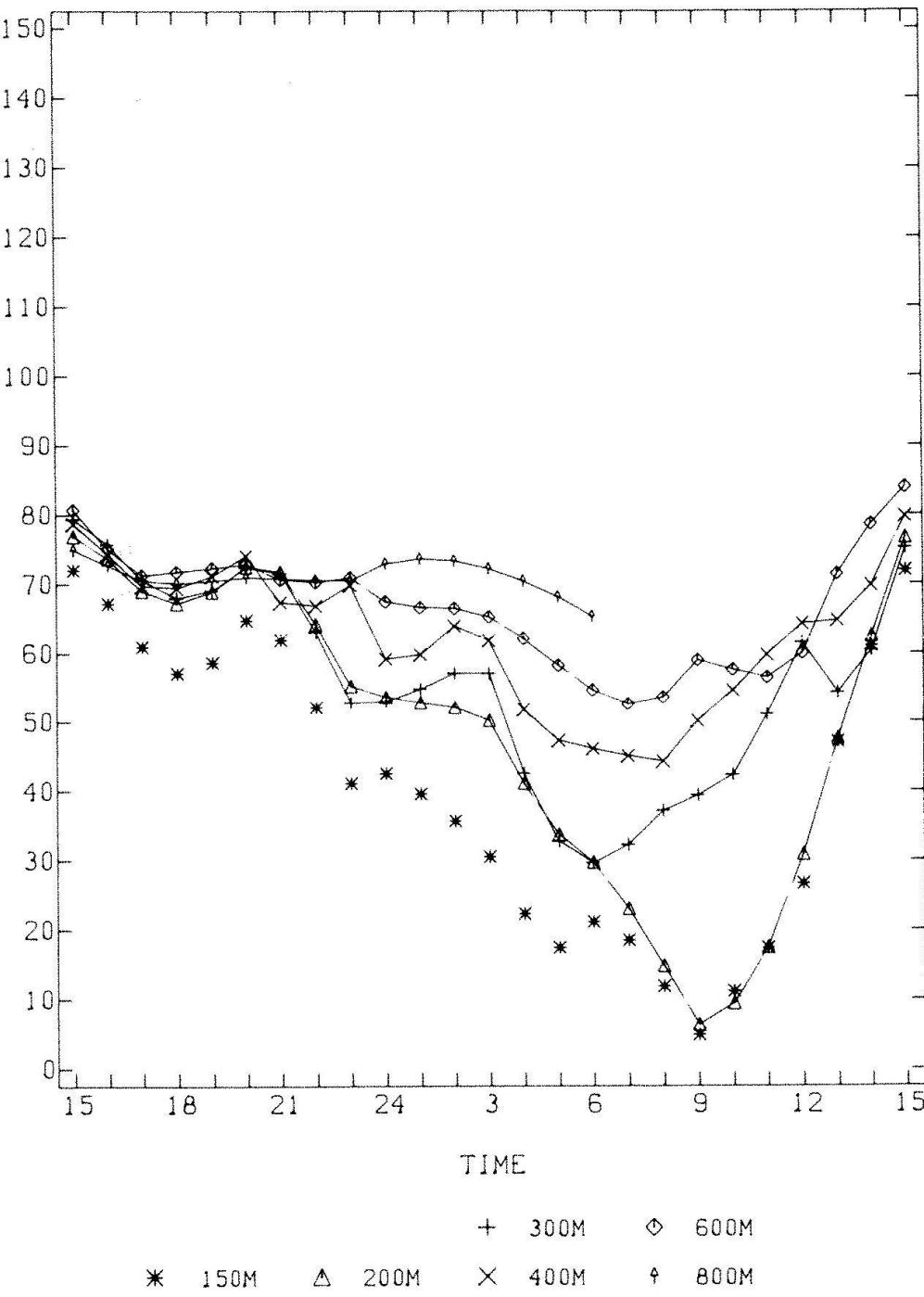


Abb. 8. Ozontagesgänge am 12./13.9.1982 in verschiedenen Höhen über Schüren. (Fesselballondaten; Höhen sind in Meter über Talgrund, wobei der lokale Grund bei einer Höhe von 150 m liegt.)

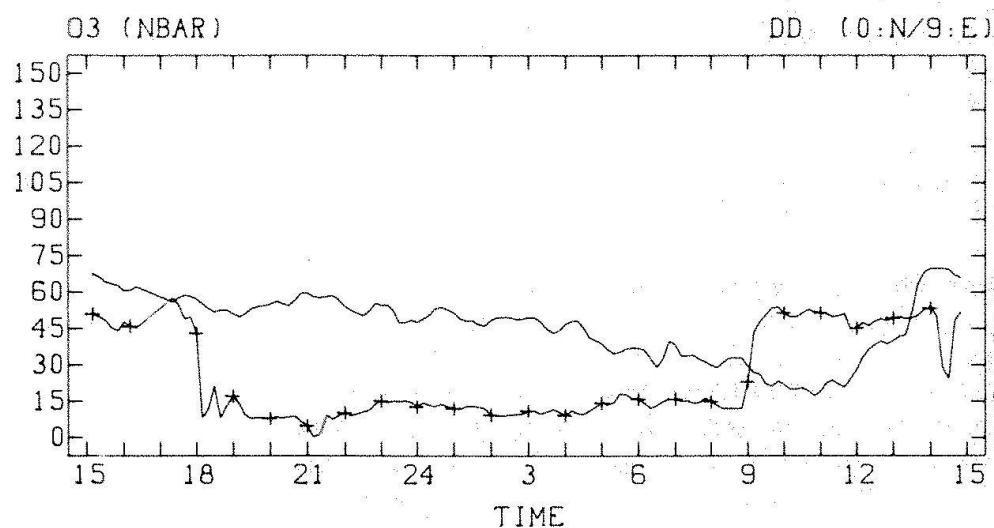
Damit erreicht sehr ozonarme Luft den Talboden, und die aus Kontinuitätsgründen auftretende, über dem Talgrund aufsteigende Strömung bewirkt so eine kontinuierliche zeitliche Abnahme des Ozongehalts in der PBL. Dabei tragen die homogenen chemischen Reaktionen ebenfalls noch weiter zum Ozonabbau bei, wobei der Beitrag aber beschränkt bleibt, da NO bereits relativ vollständig in NO_2 umgewandelt wurde. Für die Schichten im Bereich von 200 m über Tal-

grund ergeben Abschätzungen Werte für die Vertikalwindgeschwindigkeit in der Größenordnung von 1 cm/s, was innerhalb der Modellvorstellungen vernünftig scheint. Falls die eben entwickelten Vorstellungen richtig sind, sollten wir nun den Verlauf des Ozontagesganges an verschiedenen Messstandorten prognostizieren können. Am Talgrund, d.h. an der Station Merenschwand, müssen grosse Amplituden und sehr kleine nächtliche Ozonwerte auftreten. An den

BS A

12-13.9.1982

Abb. 9. Tagesgang des Ozons und der Windrichtung an den Bodenstationen Aeugst (A) und Grod (G) am 12./13.9. 1982. (Windrichtung: +; mit 0: Nord, 9: Ost, 18: Süd und 27: West.)



BS G

12-13.9.1982

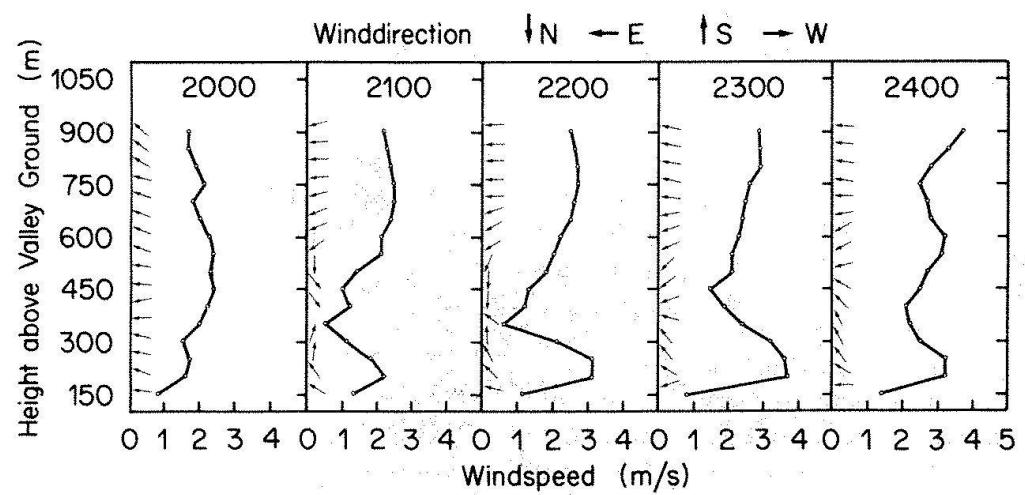
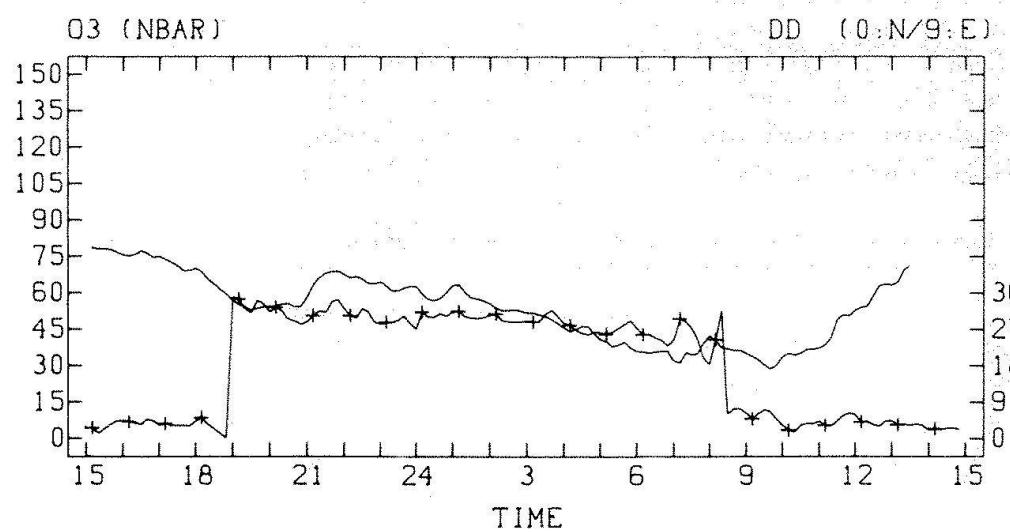


Abb. 10. Windprofile über der Station Schüren (S) zwischen 20 und 24 Uhr am 12.9.1982. (Fesselballondaten, Höhen sind in Meter über Talgrund, das Bodenniveau in Schüren liegt bei 150 m.)

Hangstationen, wie z. B. Schüren, sollten die nächtlichen Ozonwerte relativ hoch bleiben und erst am Morgen bei Umschlagen des Windsystems auf Hangaufwinde auf die tiefsten Werte absinken. Dies ist tatsächlich der Fall, wie Abb. 8 verdeutlicht.

Es fragt sich nun, ob das Auftreten eines Hangwindsystems, das bis jetzt nur aus dem Erscheinungsbild der Spurengase abgeleitet wurde, auch durch andere Beobachtungen verifiziert werden kann.

Die Existenz einer solchen lokalen Zirkulation kann indirekt aus den Windmessungen an den Hangstationen abgeleitet werden. Dabei zeigen die Bodenstationen in Aeugst (A) und Grod (G) sehr klare morgendliche und abendliche Wechsel zwischen hangaufwärts und hangabwärts gerichtetem Wind (Abb. 9). Geht man zu den Windmessungen am Fesselballon in Schüren über, so ergeben sich Windprofile, die mit ihrem Maximum in Bodennähe ebenfalls eindeutig auf ein lokales Windsystem hindeuten. Allerdings weicht der Windvektor sehr stark von der hangparallelen Richtung ab, was darauf hinweist, dass eine rein zweidimensionale Betrachtung in unseren Verhältnissen nicht ausreicht (Abb. 10).

Tatsächlich zeigt eine volle Diskussion der dreidimensionalen Effekte ein ungemein komplexes Bild des im Tal vorherrschenden Windsystems. Dabei ist eine starke Deformation des Hangwindsystems in Tallängsrichtung zu beobachten und, wie nicht anders zu erwarten war, treten Überlagerungerscheinungen mit anderen lokalen Windsystemen wie auch mit dem grössterräumigen Windfeld auf.

Es kann aber festgehalten werden, dass die anhand des zweidimensionalen Hangwindschemas gegebene Darstellung die Verhältnisse zwar stark vereinfacht, aber in den wesentlichen Zügen richtig wiedergibt.

Schlussfolgerungen

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Immissionssituation im Reusstal sich in den drei zwischen 1978 und 1982 vergangenen Jahren stark in Richtung ausgeprägter smogphotochemischer Beeinflussung entwickelt hat. Aus der Existenz von Smogschichten kann geschlossen werden, dass eher regionale oder überregionale Vorgänge für die-

se erhöhte Belastung verantwortlich sind. Ein wesentlicher Teil des durch Smogprozesse erzeugten Ozons wird dabei nachts über hügeligem Gelände infolge der gegenüber flacher Topographie verstärkten trockenen Deposition aus der PBL entfernt. Dies führt zu einer gewissen Selbstreinigung der Atmosphäre, die nicht nur auf Ozon beschränkt sein muss, da auch andere Schadstoffe durch heterogene Prozesse am Erdboden zerstört werden können (z. B. Peroxiacetyl nitrat, Schwefeldioxid usw.).

Allerdings hat dieser durch das lokale Windsystem hervorgerufene Selbstreinigungsmechanismus den Effekt, dass die Gebiete an den Hängen auch nachts eine relativ hohe Immissionsbelastung bezüglich Ozon aufweisen, was das Auftreten einer möglicherweise wesentlichen Erholungsphase für die Vegetation verhindert und damit biologische Implikationen haben könnte. Im Bereich des Talgrundes hingegen ist die Ozonbelastung nicht sehr ausgeprägt, doch tritt an die Stelle der Ozonimmissionen die Wirkung der durch lokale Transportprozesse herangeführten Stickoxide. Eine lufthygienische Bestandesaufnahme würde deshalb je nach Standort der Messstelle ein sehr unterschiedliches Bild ergeben, womit bei der Planung solcher Messkampagnen dem topographischen Aspekt besonders Rechnung zu tragen ist. Wie die zuletzt durchgeföhrten Betrachtungen zum Windsystem ergaben, kann man sich dabei nur bedingt auf die Ergebnisse von Windmessungen, die in der Nähe des Erdbodens durchgeführt wurden, abstützen.

Abschliessend kann gesagt werden, dass das Erscheinungsbild der chemischen Vorgänge in der PBL über hügeligem Gelände stark von den Verhältnissen über homogener Topographie abweicht. Es wird sich deshalb für die Schweiz mit ihrer stark gegliederten Topographie zunehmend als wichtig erweisen, weitere Anstrengungen zur Erforschung dieser Phänomene zu unternehmen, wobei allerdings das Instrumentarium, insbesondere im chemischen Bereich, dringend ergänzt werden sollte.

Verdankung

Der Autor dankt den Mitarbeitern der Abteilung Energie und Umwelt des Eidgenössi-

schen Institutes für Reaktorforschung, Würenlingen, für die Durchführung der Fesselballonsondierungen in Schüren sowie für die Aufarbeitung und grosszügige Überlassung des daraus resultierenden Beobachtungsmaterials. Herrn H.A. Gygax sei der Dank für seine Arbeit im Rahmen der Datenaufbereitung und für viele fruchtbare Diskussionen ausgesprochen.

- Galbally, I.E. 1968: Some Measurements of Ozone Variation and Destruction in the Atmospheric Surface Layer. *Nature*, 218, 456-457.
Galbally, I.E., Roy, C.R. 1980: Destruction of Ozone at the Earth's Surface. *Quart. J.R. Met. Soc.*, 106, 599-620.
Hov, Ø. 1983: One-Dimensional Vertical Model for Ozone and other Gases in the Atmospheric Boundary Layer. *Atm. Env.*, 17, 535-549.
Platt, U., Perner, D., Schröder, J., Kessler, C., Toennissen, A. 1981: The Diurnal Variation of NO₃. *J. Geoph. Res.*, 86, 11965-11970.

Literatur

Butler, J.D. 1979: Air Pollution Chemistry, Academic Press London.

Benedikt Broder
Kantonales Laboratorium
Lufthygiene
Frohbergstr. 3
9000 St. Gallen