

Zeitschrift: Beiheft zum Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 1 (1975)

Artikel: Bewölkungsuntersuchungen über der Sahara mit Wettersatellitenbildern
Autor: Winiger, Matthias
Kapitel: 2: Bildauswertung in verschiedenen Spektralbereichen
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-960237>

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: 03.05.2026

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

II. Teil:
Bildauswertung in verschiedenen Spektralbereichen

6. BEWÖLKUNGS-AUSWERTUNGEN IN VERSCHIEDENEN SPEKTRALBEREICHEN

6.1. Infraroter (IR) oder sichtbarer (VIS) Spektralbereich?

Trotz der sehr einfachen Ausgangsfragestellung nach dem Bewölkungsgrad und den damit verbundenen Parametern sieht sich der Klimatologe gerade im wolkenarmen Trockenraum beträchtlichen Interpretationsschwierigkeiten gegenübergestellt, wie bereits in Teil 1 angetönt wurde.

Zu den wesentlichsten Hindernissen gehören die im sichtbaren Spektralbereich teilweise ähnlichen Albedoverhältnisse der Bewölkung und der weiten Sandfelder.

In der folgenden Tabelle 4 sind ausschliesslich Oberflächen enthalten, die in unserem Untersuchungsgebiet anzutreffen sind. Dabei ist ohne weiteres ersichtlich, dass Wolkenfelder Albedowerte aufweisen, die praktisch mit denjenigen beliebiger Oberflächen identisch sein können. Lediglich die geschlossenen, rel. dicken Wolkendecken heben sich eindeutig vom Untergrund ab. Allerdings ist es in vielen Fällen möglich, mit Hilfe von Schattenwürfen oder internen Strukturen des Wolkenfeldes, dieses vom Untergrund abzugrenzen (diese Strukturen sind in den weiter unten zu diskutierenden IR-Bildern nicht mehr zu erkennen). Seit einigen Jahren stehen nun aber qualitativ hochwertige Aufnahmen im thermalen Infrarot zur Verfügung (z.B. NOAA-2, 10,5 - 12,5 μm), die aufgrund der beträchtlichen Temperaturdifferenzen die Bewölkung ganz klar von der Erdoberfläche abgrenzen lassen. Es zeigt sich aber sofort, dass zwischen den Aufnahmen im sichtbaren und infraroten Spektralbereich grosse Unterschiede in der Ausdehnung der Wolkendecke auftreten. Die aus verschiedenem Datenmaterial gewonnenen Ergebnisse sind damit nicht mehr vergleichbar.

Die Frage, welcher Spektralbereich die besseren Resultate liefert, ist dabei nicht ohne weiteres zu beantworten. So zeichnen sich dünne Cirren, die im sichtbaren Spektralbereich überhaupt nicht in Erscheinung treten, im Infrarotbild als dichte Straten ab (Abb. 2). Die terrestrische Ueberprüfung dieser Unterschiede ist ebenfalls nicht immer möglich, da bei starkem atmosphärischem Dunst die feinen Cirren überhaupt nicht mehr erkennbar sind. ANDERSON et al (1973:5) erwähnen in ihrem Handbuch zur Satellitenbild-Analyse das Problem, allerdings ohne weiter darauf einzugehen.

Da quantitative Angaben zu diesem Problemkreis praktisch nicht existieren, wurden während einer kurzen Arbeitsperiode im Feld (13.10.-4.11.1973) entsprechende Messungen durchgeführt.

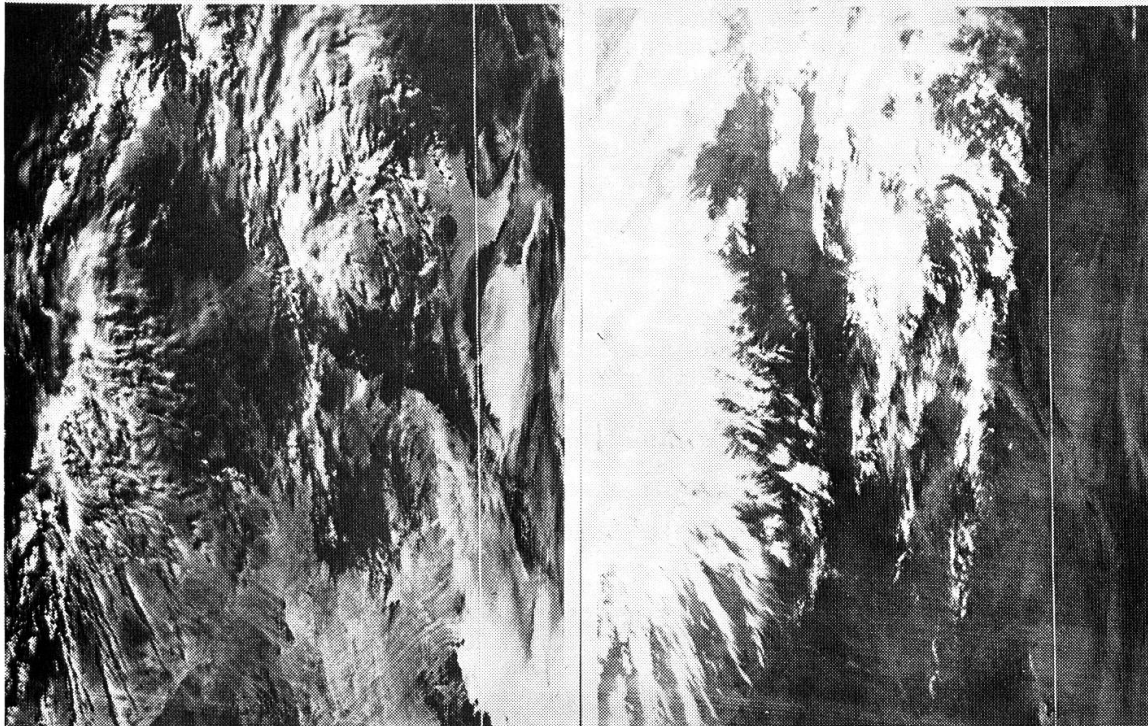


Abb.2a: Synchroner NOAA-2-Aufnahmen vom 21.10.1973, 8.54 GMT. Extreme Bedeckungsgrads-Unterschiede zwischen VIS-Bild (links) und IR-Bild (rechts). Aufnahme: Sternwarte Bochum.

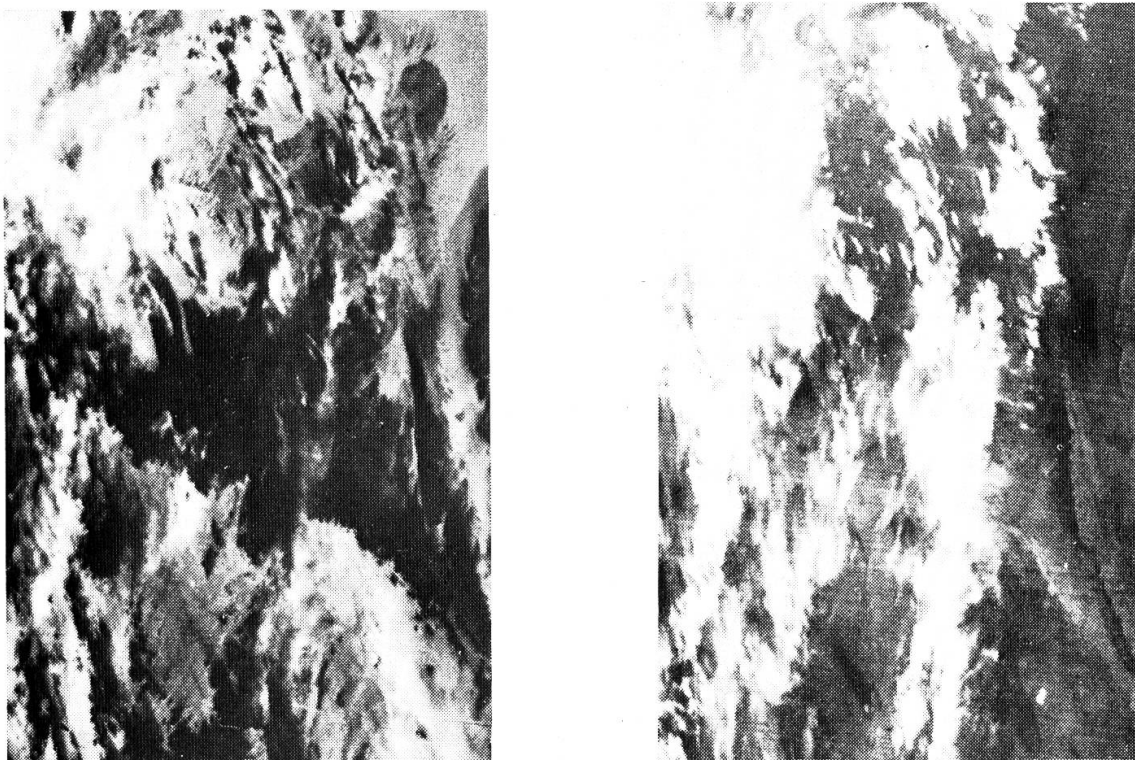


Abb.2b: Ausschnittsvergrößerung aus Abb.2a mit Tassili n'Ajjer (Bildmitte) und Hoggar (unterer Bildrand). Linkes Bild: VIS; rechtes Bild: IR.

Tab. 4: Albedowerte über das sichtbare Spektrum (400-700 μm) für verschiedene Oberflächen (A=ANDERSON, 1973:1; B=BARRETT, 1974:155; BL=BLUETHGEN, 1966:75; F=FLOHN, 1971:304; S=SCHANDA, 1975:7)

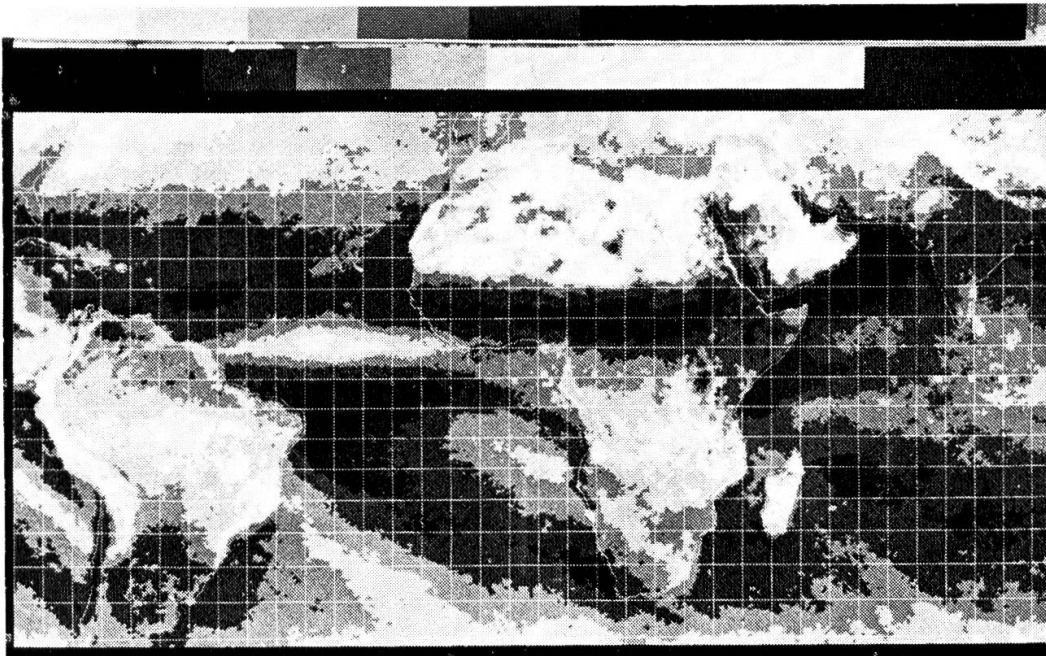
Oberfläche	%der refl.Lichtintensität	Quelle
Erde total (Jahresmittel)	43	BL
" " "	39	S
" " " (ganzes Spektr.)	29	B
" " " " "	30-32	F
Meer in Aequatornähe	5	BL
Dunkler Mischwald grösserer Ausdehnung	4,5	BL
Trockener Sand	18	BL
Weisser Sand	35-40	S
Schnee, 3-7 Tage alt, oberhalb Baumgrenze	59	A
Tonige Wüstenfläche	29-31	BL
Gestein dunkel	7-15	BL
Gestein hell	15-45	BL
Lava	ca. 16	S
Wolkendecke allg.	5-81 (!)	BL
Geschlossene sonnenbestrahlte Wolkendecke	60	BL
Stratus < 200 m dick	5-65	S
200-1000 m dick	30-85	S
Cumulonimbus, gross und dick	92	A
" , klein, Höhe 6 km	86	A
Cirrostratus, dick, mit tieferen Wolken u. Niederschlag	74	A
Cumulus und Stratocumulus (Bed.> 80 %)	69	A
Stratocumulus (Bed. > 80%), über Land	68	A
Stratus, dick, etwa 0,5 km über Ozean	64	A
Stratocumulus innerhalb Wolkendecke über Ozean	60	A
Stratus, dünn, über Ozean	42	A
Cirrus, allein, über Land	36	A
Cirrostratus, allein, über Land	32	A
Schönwettercumuli, über Land (Bed.>80%)	29	A

Folgende Daten liegen zum Vergleich vor:

- Aufnahmen des Satelliten NOAA-2 in den Spektralbereichen 0,6-0,7 μm und 10,5 - 12,5 μm .
- photographische Aufnahmen des Himmels zu den Durchgangszeiten des Satelliten mit einer Fischaugoptik.
- Wetterkartenmeldungen der gleichen Periode (BULLETIN QUOTIDIEN D'ETUDES).
- ganztägige Strahlungsmessungen (Globalstrahlung, direkte Sonnenstrahlung) an je einer hoch-, bzw. tiefgelegenen Geländestelle.

Die Daten wurden in folgender Weise ausgewertet und einander gegenübergestellt:

- Vergleich des Bedeckungsgrades der VIS- und IR-Bilder (Bilder im sichtbaren Spektralbereich werden fortan mit VIS, diejenigen im Infrarotbereich mit IR bezeichnet).
- Zusammenhang zwischen Bedeckungsgrad und Wolkenart.
- Ermittlung der langjährigen Verteilung der Wolkenarten mit Hilfe von Wetterkartenmeldungen.
- Bewölkungsgrad der Bodenaufnahmen und Vergleich mit dem entsprechenden Ausschnitt auf dem Satellitenbild.
- Bestimmung der Wolkenhöhe zur Abgrenzung des terrestrischen Gesichtskreises im Satellitenbild.
- Vergleich der Strahlungsmessungen mit den Satellitenaufnahmen.



Mercator Satellite Relative Cloud Cover, 1400 Local, 40° N to 40° S, Mean Octas, December 1967-1970.

Abb.3: "Mean brightness chart" - Mittlere Bewölkung in Oktas für Dezember (1967-1970). Ueber der Tropenzone und den Ozeanen ist die "Bewölkungs"menge und -verteilung realistisch, über der Sahara sind Wolken und Sand kaum mehr unterscheidbar (MILLER, FEDDES, 1971).

6.2. Bisherige Versuche und Probleme

Als umfassendstes Beispiel einer klimatologischen Bewölkungsauswertung darf der bereits mehrfach erwähnte "Global Atlas of Relative Cloud Cover" (MILLER, FEDDES, 1971) angeführt werden. Die darin enthaltenen Mittelwertskarten, die sog. "brightness charts", halten die Albedo des Systems Erde-Atmosphäre in 8 Graustufen fest. In Wiederholung des unter 3.2.1. Beschriebenen, ist über Gebieten mit geringer terrestrischer Albedo (z.B. Meer, Regenwaldgebiete) eine hohe Albedo identisch mit hohem Bewölkungsgrad, ganz im Gegensatz zu sand- oder schneebedeckten Gebieten (Tab. 4, Kap. 6.1.). Abb. 3 vermittelt einen Eindruck der mittleren Albedoverhältnisse bei verschiedenen Bewölkungsverhältnissen über unterschiedlichem Untergrund.

Im Prinzip besteht die Möglichkeit, den Unterschied zwischen maximaler und minimaler Bildhelligkeit über einem bestimmten Geländepunkt als Bewölkung (in unseren Breiten auch als Schnee) zu interpretieren. Analog ist dieses Prinzip bei der Eiskartierung im arktischen Bereich mit Erfolg angewendet worden (mdl. Mitt. von McCLAIN, 1973). Die Resultate dieser automatischen Auswertungsversuche werden allerdings durch die variablen Aufnahmebedingungen und altersbedingten und schwierig erfassbaren Degradationen v.a. der Vidicon-Cameras beeinträchtigt.

Ein anderes Problem stellt die Identifikation der Wolkenart dar. Dünne Cirrenfelder und Gruppen kleiner Cumuli sind im Abbildungsergebnis praktisch identisch. Der Durchmesser einzelner Cumuluswolken liegt häufig unter dem räumlichen Auflösungsvermögen der Satellitensensoren. Eine grössere Anzahl solcher kleiner Wolken erhöht aber trotzdem die Gebietsalbedo, so dass sie sich insgesamt als feiner Schleier abbilden und sich so fast nicht mehr von Cirren abgrenzen lassen. Nur grössere Cumuli und insbesondere Cumulonimben sind klar als solche identifizierbar. Es muss also stets die mittlere Wahrscheinlichkeit berücksichtigt werden, mit der best. Wolkenarten bei einer best. Wetterlage, sowie im langjährigen Mittel auftreten (Fig. 14).

6.3. Bildmaterial

Von der Sternwarte Bochum wurde während der Zeit unserer Feldarbeiten im Hoggar und in den Tassili n'Ajjer (13.10.-4.11.1973) freundlicherweise das Bildmaterial mit besonderer Sorgfalt verarbeitet und uns in Form vergrösserter Positivausschnitte zur Auswertung überlassen. Dabei handelt es sich durchwegs um Aufnahmen des Wettersatelliten NOAA-2 in den Spektralbereichen 0,6-0,7 μm und 10,5-12,5 μm . Das räumliche Auflösungsvermögen beträgt 0,9 km im Nadir und in 1000 km Entfernung von der Subsatellitenbahn immer noch rund 2 km. Für unsere Arbeit wurden jeweils die beiden Morgenaufnahmen eingesetzt.

Fig.14: Häufigkeit des Auftretens verschiedener Wolken-
gattungen in Tamanrasset (zus.gefasst in Gruppen)
für die Jahre 1968-1972, 12.00 GMT. Da gleich-
zeitig verschiedene Wolkenarten auftreten können,
sind Werte von insgesamt über 100 % möglich.
(Werte aus GEB, SCHERHAG, 1968/69; Bulletin quo-
tidien d'études).

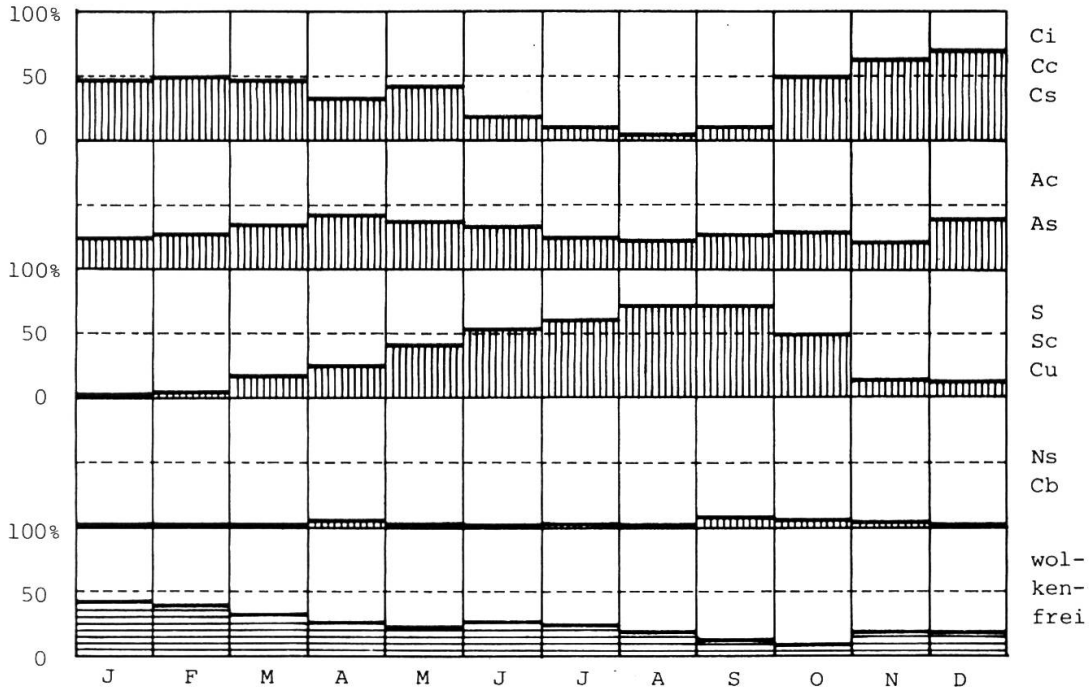
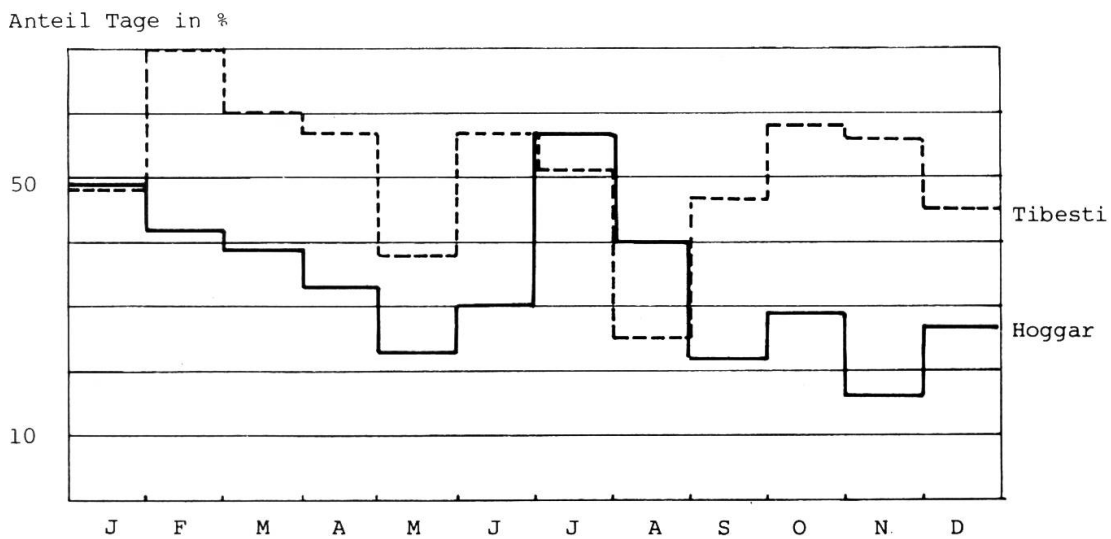


Fig.15: Anteil der Tage, an denen die Gebirge Hoggar und
Tibesti im Satellitenbild wolkenfrei erscheinen.
Mittel der Jahre 1966 - 1972.



6.4. Auswertungsverfahren (Abb.4)

Eine Abschätzung des Bedeckungsgrades kam für diese Fragestellung nicht in Betracht. Ebenso wenig war ein manuelles Ausplanimetrieren der Wolkenflächen möglich, da diese in der Regel zu komplizierte Formen aufwiesen.

Freundlicherweise stellte uns die Firma Leitz, Wetzlar, ein automatisches Photointerpretationsgerät CLASSIMAT zur Verfügung, das die Flächenbestimmung aufgrund einer Grautonanalyse ermöglicht. Mit Hilfe des angeschlossenen Rechners konnten längere Messreihen direkt ausgewertet werden.

Die Auswertung des IR-Bildes war insofern problemlos, als sich die Bewölkung in diesem Spektralbereich klar vom Untergrund abhebt. Einzelne ähnlich den Wolken temperierte Geländepartien (z.B. Berggipfel) konnten im Bild durch Rotfilter abgedeckt werden, so dass sie bei der Flächenberechnung unberücksichtigt blieben.

Der Entscheid, wie weit äusserts transparente Cirrenfelder, die auch im IR-Bild fast nicht wahrzunehmen waren, ebenfalls in die Messungen einbezogen werden sollten, war nie eindeutig. Die Messgenauigkeit des CLASSIMAT gab in Ermangelung anderer Kriterien schliesslich den Ausschlag. Wenn das Gerät auch bei den feinsten noch einstellbaren Grautondifferenzen nicht mehr ansprach, wurden sie zwangsläufig weggelassen. Immerhin hätte, wie dies im VIS-Bild gemacht werden musste, die Möglichkeit bestanden, durch zeichnerische Verstärkung dieser Bildpartien (oder durch eine andere image-enhancement-Technik) den Auswertungsbereich zu erweitern. Da aber der Einfluss dieser Wolken der oberen Troposphäre oder bereits der Stratosphäre auf den Strahlungshaushalt in den hier verwendeten Spektralbereichen gering ist, konnte deren Elimination verantwortet werden.

Wesentlich aufwendiger gestaltete sich die Ausmessung des VIS-Bildes. Da - wie erwähnt - die Auswertung aufgrund des Grautones vorgenommen wurde, ergaben sich die bereits mehrfach zitierten Fehlinterpretationen durch Sandfelder mit hoher Albedo. Es blieb nur die Möglichkeit, die Wolkenfelder umzuzeichnen und losgelöst vom Originalbild auszuwerten (Abb. 4). Die Interpretationsschwierigkeiten verschoben sich dabei auf den Umzeichnungsprozess, doch konnten die Fehler in jedem Falle beträchtlich reduziert werden. Insgesamt sind die subjektiven Einflüsse beim VIS-Bild aber grösser als beim IR-Bild.

Die vergleichenden Wolkenflächenmessungen wurden in zwei Stufen durchgeführt: 1. Eine Gegenüberstellung der gesamten Bildflächen und 2. der Vergleich von Bildzehnteln. Dabei gilt es zu beachten, dass an jedem Tag etwas andere Messfelder ausgewertet wurden. Die täglichen Satellitenbahnen weichen etwas voneinander ab, die Geländeabschnitte werden also in wechselnder Verzerrung abgebildet. Da es in diesem Teil der Arbeit aber nicht um eine lokal-klimatologische Studie geht, spielt diese Randbedingung eine nur untergeordnete Rolle.

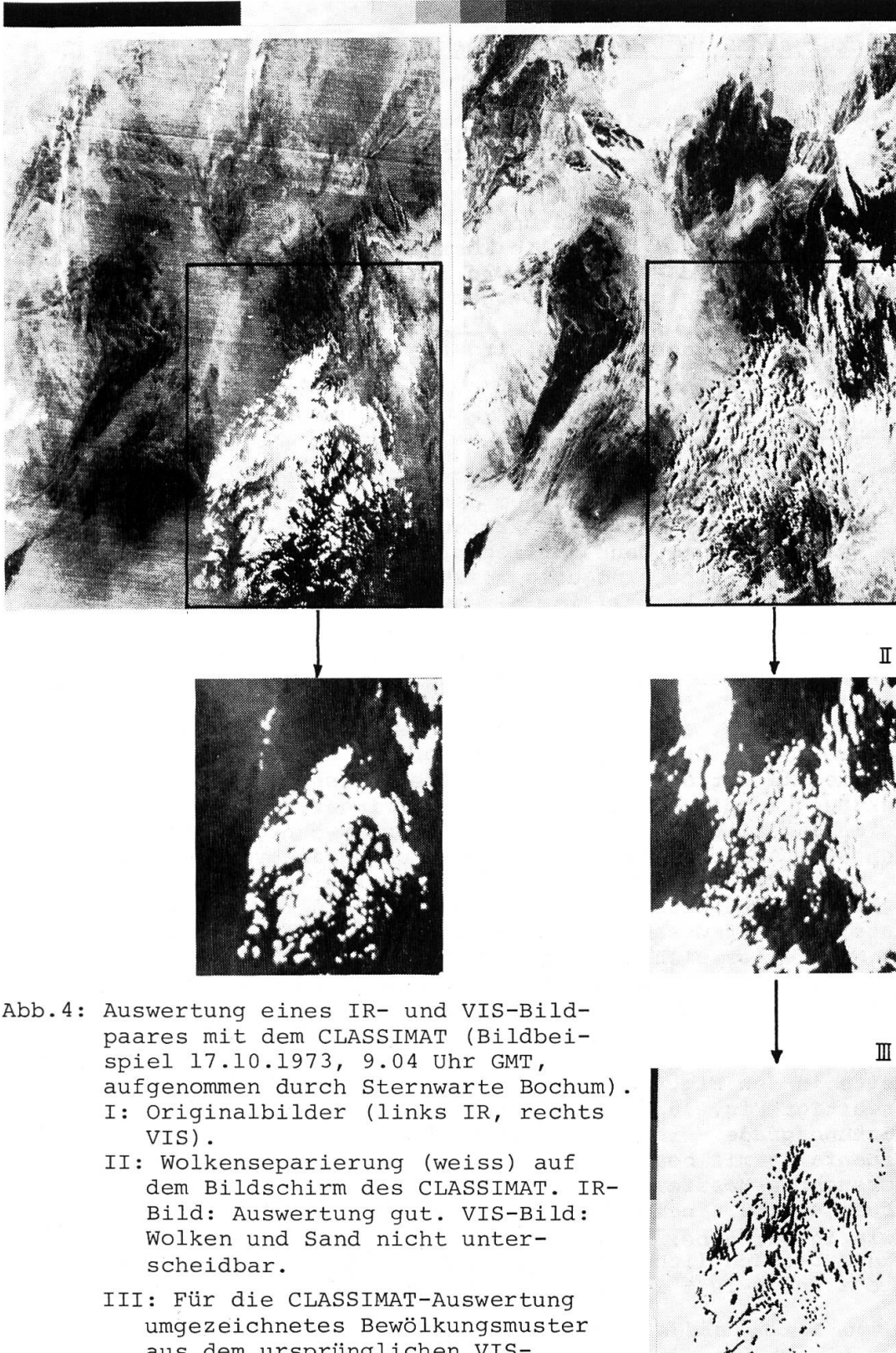


Abb.4: Auswertung eines IR- und VIS-Bildpaares mit dem CLASSIMAT (Bildbeispiel 17.10.1973, 9.04 Uhr GMT, aufgenommen durch Sternwarte Bochum).
 I: Originalbilder (links IR, rechts VIS).
 II: Wolkenseparierung (weiss) auf dem Bildschirm des CLASSIMAT. IR-Bild: Auswertung gut. VIS-Bild: Wolken und Sand nicht unterscheidbar.
 III: Für die CLASSIMAT-Auswertung umgezeichnetes Bewölkungsmuster aus dem ursprünglichen VIS-Bild (I).

7. ERGEBNISSE DES BILDVERGLEICHES

7.1. Bedeckungsgrad im VIS- und IR-Spektralbereich. Bestimmung eines B-Wertes

Aus den prozentualen Bewölkungsanteilen im VIS- und IR-Bereich wurde der Quotient $B = \frac{\text{Bewölkung im VIS-Bild}}{\text{Bewölkung im IR-Bild}} \cdot 100 \%$ gebildet.

Bei Flächengleichheit der Bewölkung in beiden Bildern sollte $B = 100 \%$ ergeben. Im Mittel über alle Messungen erreicht B aber nur 53% , d.h., dass im VIS-Bild nur rund die Hälfte der im IR-Spektralbereich erfassten Wolken abgebildet werden.

Dieses gemittelte Gesamtergebnis wird in den Fig. 16-20 weiter differenziert.

7.2. B-Wert und Bewölkungsgrad

Die Häufigkeitsverteilung der B-Werte (Fig. 16) weist einige bemerkenswerte Besonderheiten auf. Um das Mittel herum sind die Werte annähernd normal verteilt. Erstaunlich gross ist aber die Zahl der Nullwerte, die dann vorliegen, wenn im VIS-Bild keine, im IR-Bild dagegen eine eindeutig messbare Bewölkung aufgezeichnet ist. Der umgekehrte Fall ist nie aufgetreten, vereinzelt aber die Situation, dass die VIS-Wolken eine etwas grössere Ausdehnung hatten als die ihnen entsprechenden IR-Wolken, was sich dann in einem B-Wert von über 100% niederschlug.

Fig. 17 gibt Antwort auf die Frage, bei welchem Bewölkungsgrad die Einzelwerte von B auftreten, insbesondere die Extreme (0 und 100%). Generell ist die Aussage gestattet, dass mit wachsendem IR-Bedeckungsgrad die B-Werte mit immer geringerer Schwankungsbreite sich dem Mittelwert nähern. Die oben erwähnten Extreme beschränken sich ausschliesslich auf Bedeckungsgrade von weniger als 10% . Es darf nun vermutet werden, dass einerseits zwischen grossem und kleinem Bedeckungsgrad Unterschiede in der Wolkenart, bzw. deren Anteil an der Gesamtbewölkung auftreten, dass andererseits auch die Messfehler sich nicht gleich verhalten. Kleine Wolkenfelder sind schwieriger zu identifizieren als grosse, und die messtechnische Erfassung kleiner Flächen ist mit grösseren Fehlern behaftet.

Was bereits in den Fig. 16 und 17 andeutungsweise enthalten ist, vergegenwärtigt Fig. 18 noch klarer: Die Häufigkeitsverteilung der Bedeckungsgrade - in dieser Darstellung ist der unbedeckte Himmel ebenfalls mit berücksichtigt - weist darauf hin, dass von 232 untersuchten Messfeldern 72% im VIS-Bild eine Bedeckung unter 10% aufweisen (62% beim IR-Bild). Zusammen mit den wachsenden Messschwierigkeiten bei diesen geringen Bedeckungsgraden können so auch die beträchtlichen Unterschiede zwischen den jeweiligen Klassen 0% und $1-10 \%$ im VIS- und IR-Bild erklärt werden.

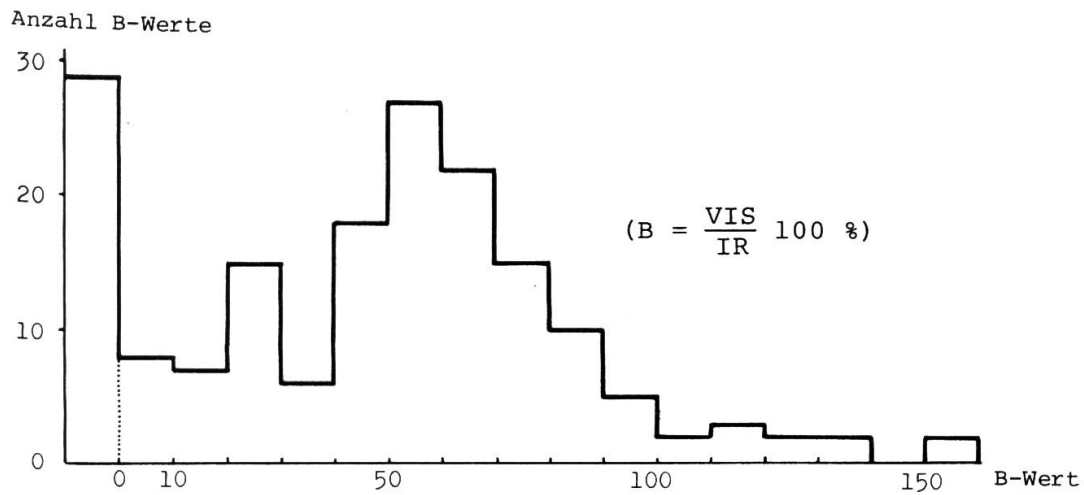


Fig.16: Histogramm der B-Werte (13.10. - 6.11.73)

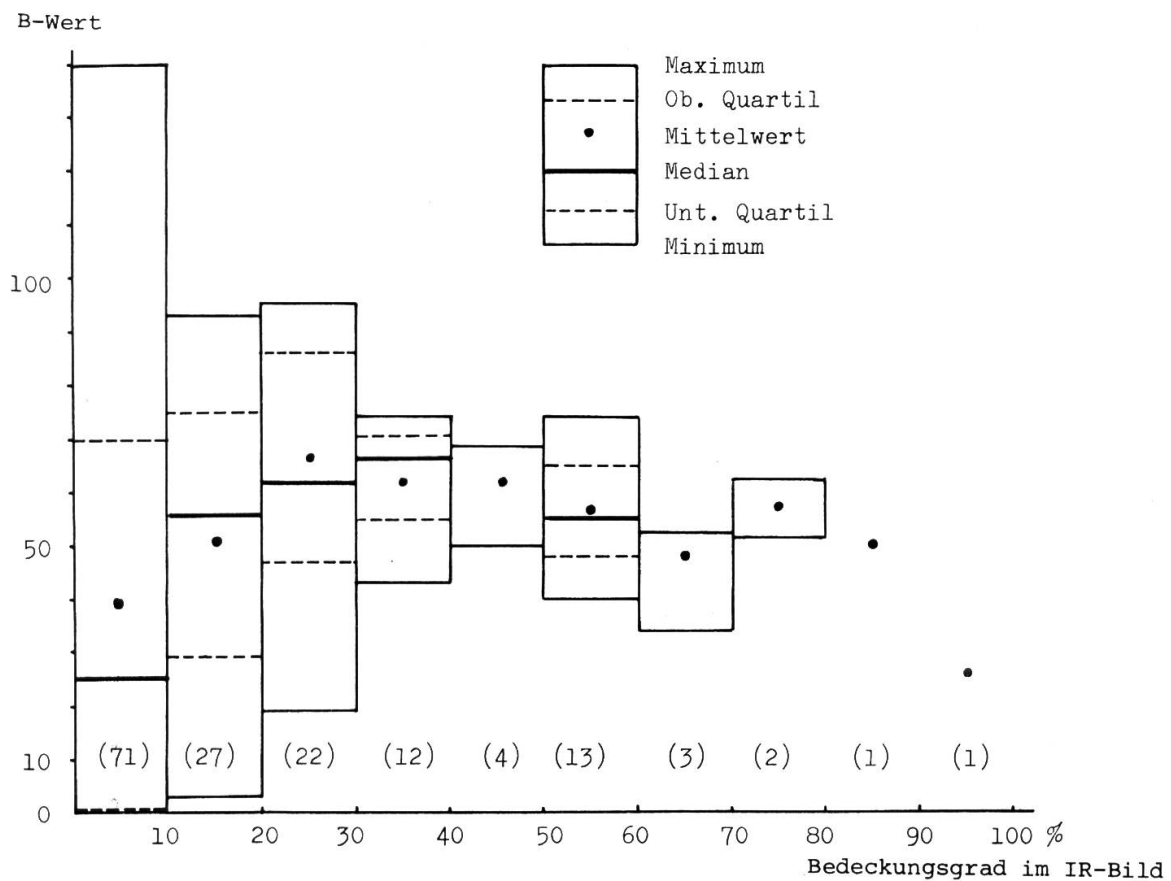
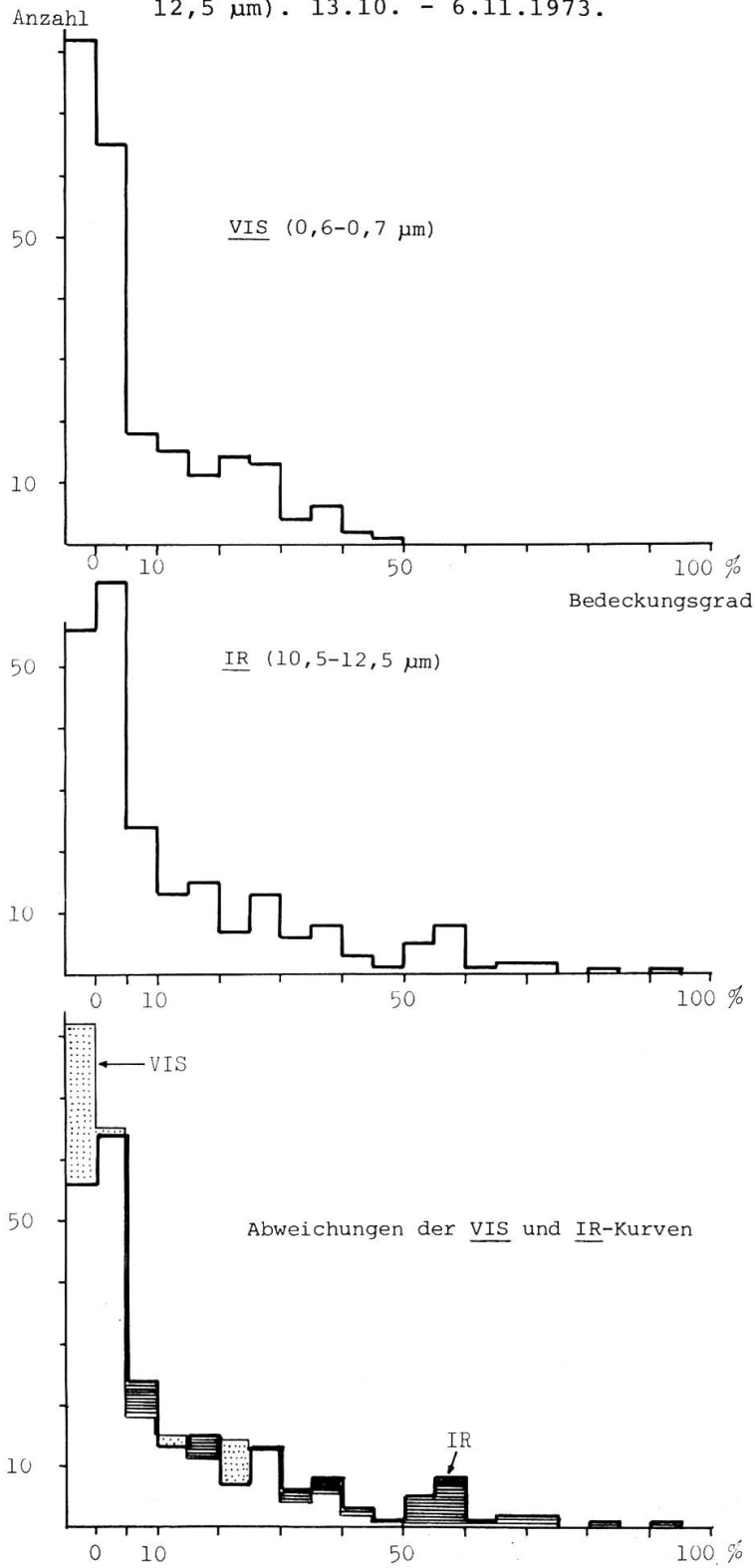


Fig.17: Schwankungsbereiche der B-Werte in Abhängigkeit des Bedeckungsgrades des IR-Bildes (13.10. - 6.11.73). In Klammern Anzahl Beobachtungen.

Fig.18: Verteilung der Bewölkungsgrade von 230 Versuchsfeldern im Bereich Hoggar - Mittelmeer - Atlantik aus Satellitenbildern im VIS-Bereich (0,6-0,7 μm) und IR-Bereich (10,5 - 12,5 μm). 13.10. - 6.11.1973.



7.3. B-Wert und Wolkenarten

Nach theoretischen Ueberlegungen, die v.a. das Verhalten der verschiedenen Wolkenarten auf Strahlung unterschiedlicher Wellenlänge betreffen, sollten je nach Wolkenart die Unterschiede im Bedeckungsgrad zwischen VIS- und IR-Aufnahmen stark differieren (vgl. auch BENER, 1963, VUKOVICH, 1971; LIOU, 1973). Es sei dazu auf Kap. 9.4. verwiesen.

Grundsätzlich treten bei der Wolkenidentifikation zwei limitierende Faktoren auf: Auflösungsvermögen der Sensoren und Stockwerkverteilung der Bewölkung.

Zum ersten: Die Erkennbarkeit der Bewölkung hängt ab von der Kombination Wolkengrösse/räumliches Auflösungsvermögen des Aufnahmeapparates. Die Identifikation von Cirren und Cirrostraten stösst bei ihrer häufig doch sehr grossen Ausdehnung auf wenig Probleme (abgesehen von der früher erwähnten Verwechslung mit grösseren Cumuligruppen). Dies im Gegensatz zu der häufigen Wolkenart cumulus humilis, die als Einzelwolke häufig kleiner als 0,9 km ist und somit aus der Einzelidentifikation herausfällt. Für andere Beispiele sei auf die Wolken-systematik von CONOVER (ausführlich zitiert in ANDERSON, et al, 1966) verwiesen.

Zum zweiten: Die Wolkenbedeckung setzt sich je nach Wetterlage und Zirkulationseinfluss meist aus mehreren Stockwerken zusammen. Gelegentlich ist deren Separierung auf dem Satellitenbild möglich (Schattenwurf, Temperaturdifferenzen) sonst ist man aber weitgehend auf Wetterkartenmeldungen angewiesen oder man kann die Stockwerke bis zu einem gewissen Grad als Funktion der Wetterlage postulieren (z.B. typische Wolkenabfolge bei Kalt- und Warmfronten).

In dieser Arbeit stützte ich mich auf Angaben in den Wetterkarten, Eigenbeobachtungen und Satellitenbildinterpretationen. Für jedes Bildfeld, das Bewölkung anzeigte und gleichzeitig auch eine entsprechende Stationsmeldung vorlag, war demzufolge eine Zuordnung des B-Wertes zu einer oder zu mehreren Wolkenarten möglich.

In den Fig. 19 und 20 sind die Häufigkeitsverteilungen des B-Wertes für verschiedene Wolkenarten und -kombinationen dargestellt. Die kurze Beobachtungsperiode und die stark verändernde Anzahl B-Werte in den einzelnen Wolkenkategorien lassen allerdings noch keine definitiven Schlüsse zu. So waren z.B. Cirren und die Kombination Cirrus/Alto-cumulus weitaus am häufigsten vertreten, gefolgt von den Cumuli und Alto-cumuli. Die beiden Gruppen Ci und Ci-Ac folgen annähernd einer Normalverteilung, während die Gruppen der Cu und Cu-Ac leicht gegen höhere B-Werte hin verschoben sind, die Abweichungen zwischen VIS- und IR-Bild also etwas geringer sind.

Fig.19: Häufigkeit des Auftretens von Wolkenarten in der Nord-Sahara vom 13.10.-6.11.73 (Bull.quot.d'été.)

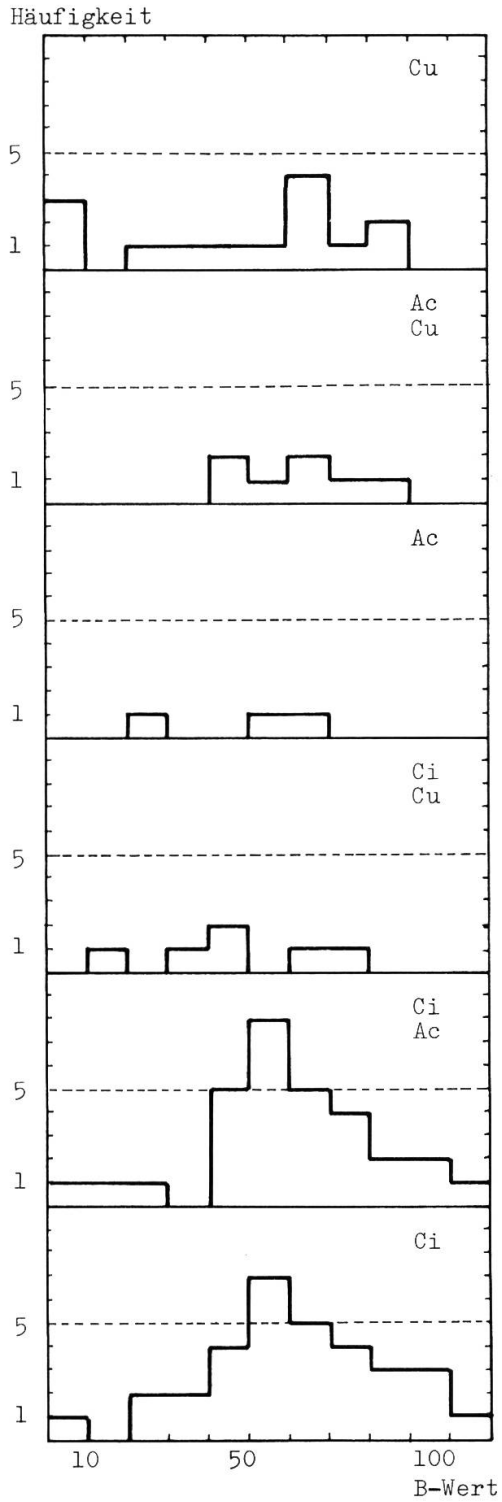
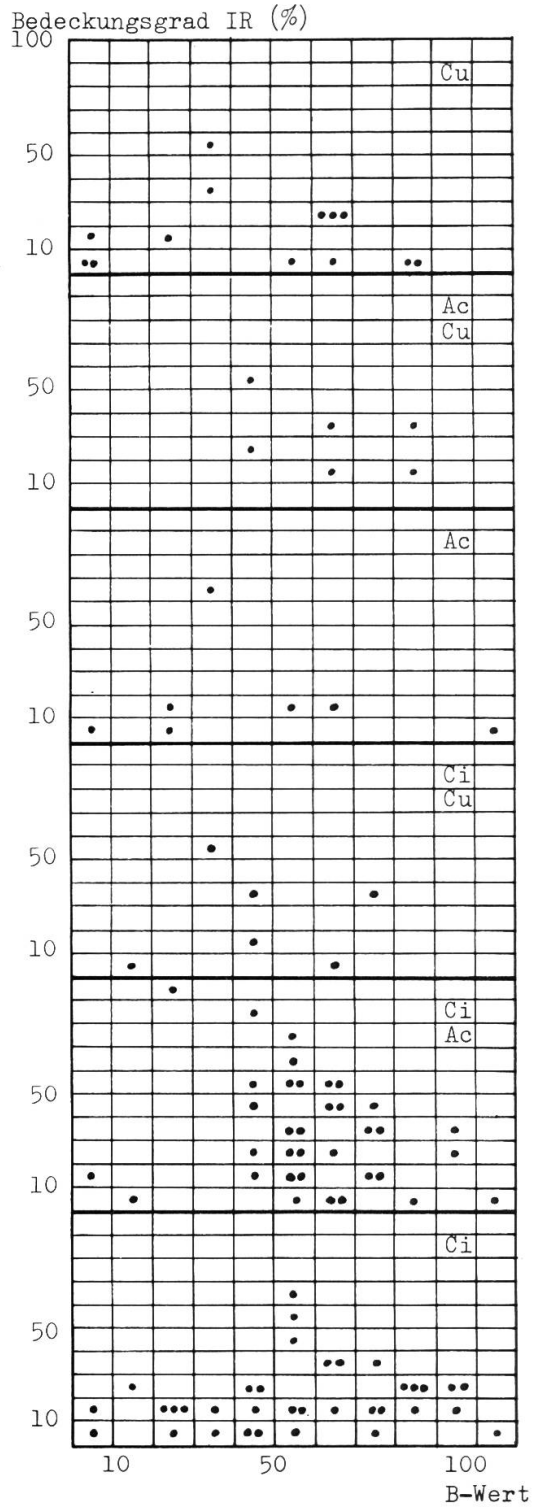


Fig.20: B-Werte und ihre Beziehung zum Bewölkungsgrad des IR-Bildes für versch. Wolkenarten. Nord-Sahara, 13.10. - 6.11.73.



7.4. Jahreszeitliche Verteilung der Wolkenarten

Zur Beurteilung der Frage, wie weit die während der kurzen Untersuchungsperiode aufgetretenen Wolkenarten einer repräsentativen Verteilung folgen, muss auf Fig. 14 zurückgegriffen werden. Das fünfjährige Mittel dieser Darstellung wurde aus den täglichen Wetterkartenmeldungen für Tamanrasset errechnet (BERLINER WETTERKARTE; BULLETIN QUOTIDIEN D'ETUDES). Allerdings sind die Beobachtungstermine der als Ergänzung beigezogenen französischen Karten nicht identisch mit denjenigen auf der Berliner Karte. Die Kurve der Cumuli, die ausgeprägt an einen Tagesgang gebunden ist, dürfte demnach eine gewisse Modifikation erfahren. Erklärend muss noch beigelegt werden, dass, wie oben bereits ausgeführt, mehrere Wolkenarten gleichzeitig auftreten können, wobei ihr Anteil am Gesamtbewölkungsgrad eines Tages nicht eruiert werden kann. Die Fig. 14 enthält denn auch einfach nur den Anteil der Tage an denen eine bestimmte Wolkenart auftrat.

Klimatisch ebenso wichtig ist die Zahl der Tage ohne Bewölkung (Fig. 14, unterste Darstellung und Fig. 15). An rund 25 % der Tage im Jahr meldet Tamanrasset keine Wolken. Der Januar (43 %) ist dabei der wolkenärmste Monat, der Oktober (11 %) der wolkenreichste. Allgemein zeigt die Kurve der Fig. 15 weniger Bewölkung, bzw. mehr wolkenfreie Tage als diejenige in Fig. 14. Der Grund liegt darin, dass der Ueberflug des Satelliten meist in den Vormittagsstunden erfolgt, die Stationsmeldung aber um 12.00 Uhr erfolgt. Beide Kurven zeigen aber, dass unsere Untersuchung in eine rel. wolkenreiche Phase fällt.

Die zeitliche Häufigkeitsverteilung der verschiedenen Wolkengattungen widerspiegelt unmittelbar die jahreszeitlich wechselnden Zirkulationseinflüsse. Im Winterhalbjahr dominieren die Cirren, die an die südwärtsvorstossenden Depressionen der Westwinddrift gebunden sind. Ein sekundäres Maximum wird durch die sudano-saharischen Störungen (Wolkenbrücken Niger-Hoggar-Sirte) verursacht. Die bereits im Frühjahr einsetzenden prämonsunalen Vorstöße aus südlicher Richtung und dann die eigentlichen feucht-tropischen Einflüsse im August-September führen zu einer verstärkten konvektiven Tätigkeit mit der damit verbundenen Cumulusbildung.

Diese Polarisierung im Wolkenbild zeichnet sich im übrigen auch im Niederschlagsgeschehen ab (vgl. DUBIEF, 1959/63; ROGNON, 1971): im Mittel längerandauernde Niederschläge im Winter gegenüber den in der Regel etwas heftigeren, zugleich auch ergiebigeren Gewitterregen im Sommerhalbjahr.

Ueberraschend ausgeglichen ist die Jahresverteilung bei den Ac-Sc, die in beiden grossen wolkenbringenden Zirkulationssystemen mit ca. gleicher Häufigkeit vertreten sind.

8. VERIFIKATION DER AUSWERTUNG

8.1. Hauptschwierigkeiten

Der Vergleich von Satellitenbeobachtungen mit Bodenmeldungen deckt häufig ganz beträchtliche Abweichungen auf, die auf folgende Ursachen zurückzuführen sind:

1. Abweichungen zwischen den Beobachtungsterminen.
2. Subjektive Wolkenabschätzung durch verschiedene Beobachter.
3. Unterschiedliche Beobachtungsperspektive: kugelförmiges Himmelsgewölbe für den terrestrischen Standort; annähernd flächenhafter Auswertungsbereich im Satellitenbild (bei Vernachlässigung der Randpartien).
4. Unterschiedlich variierende Wolkengrösse in beiden Gesichtsfeldern.
5. Im terrestrischen Bild Kulisseneffekt bei Wolken grosser vertikaler Ausdehnung.
6. Unterschiedlicher Beobachtungshintergrund.
7. Unterschiedliche Spektralbereiche.

Zu einzelnen dieser Punkte sei auf Teil I verwiesen. Ergänzend kommen dazu aber noch folgende Feststellungen:

Abb. 1 veranschaulicht die Dynamik des Bewölkungsbildes innerhalb von 80 Minuten. Der Vorgang wird noch verstärkt beim Auftreten von Gewitterwolken, wesentlich abgeschwächt aber beim Durchgang einer Front. Die zeitliche Uebereinstimmung der verschiedenen Beobachtungen ist also unbedingte Voraussetzung für die Einzelfallanalyse.

Die unter Punkt 2 aufgeführte Beobachtersubjektivität soll mit der nachfolgenden Zusammenstellung belegt werden. Unterschiedlich geschulten, aber mit der Fragestellung vertrauten Personen wurden die mit der Fischaugoptik aufgenommenen Wolkenphotos zur Beurteilung vorgelegt. Die Resultate sind in Tab. 5 zusammengestellt, wobei die wolkenfreien Bilder, die alle richtig beurteilt worden sind, weggelassen wurden.

Tab. 5: Abschätzung des Bewölkungsgrades (in Zehnteln) auf Photographien durch verschiedene Beobachter im Vergleich zur CLASSIMAT-Bestimmung (in Prozent)

Bild Nr.	Beobachter								CLASSIMAT	
	1	2	3	4	5	6	7	8	2 %	~1/10
4	1/10	0/10	1/10	1/10	1/10	1/10	1/10	1/10	2	~1/10
5	1	0	1	1	1	2	1	1	2	~1
6	3	3	3	4	4	4	3	3	31	~3
7	2	1	1	2	2	2	1	2	10	~1
8	2	1	1	2	1	2	1	2	10	~1
15	7	6	8	6	6	6	8	7	84	~8
16	7	6	8	7	7	7	8	7	84	~8
17	8	8	9	8	8	8	9	8	88	~9
18	8	8	8	8	8	8	9	8	76	~8
19	8	6	7	8	8	6	9	6	82	~8
20	0	0	1	1	0	1	0	1	1	~1
21	0	0	1	0	0	1	0	1	1	~1
25	0	0	1	2	1	2	1	2	7	~1
26	1	0	1	1	1	1	1	1	1	~1
27	1	0	1	1	1	1	1	1	1	~1
28*	2	0	2	3	1	2	2	2	7	~1

*) Rauchfahne

Die unterschiedliche Bildgeometrie und ihre Auswirkung auf den Bewölkungsanteil der Gesamtbeobachtungsfläche ist in der Tabelle 6 zusammengestellt. Ausgangspunkt für die Zahlenreihen bildet der terrestrische Beobachter, bzw. die Fischaufnahme (vgl. Fig. 22). Die Bildfläche wird in zehn flächengleiche, konzentrische Kreisringe eingeteilt. Die Kreisringradien sind mit R_{1-10} bezeichnet, wobei R_{10} identisch mit dem Gesichtskreisradius ist und den Wert 1 annehmen soll. ρ_{1-10} seien die Winkel, die die Blickrichtungen des Beobachters zwischen Zenit und den entsprechenden Kreisringen einschliessen (Fig. 22, II). Unter der Annahme einer Wolkenhöhe von 10 km bestimmen diese Winkel ρ_{1-10} in der Wolkenebene wiederum Kreisringe mit den Radien S_{1-10} , deren Flächenanteil am Satellitengesichtskreis eine völlig neue Verteilung erfahren (Fig. 22, III).

Tab. 6: Vergleich von Kreisringen mit den Radien R_{1-10} und prozentualen Gesichtsfeldanteilen G_{1-10} mit den entsprechenden Kreisringen S_{1-10} , bzw. ihren neuen Flächenanteilen F_{1-10} . Annahmen: Wolkenhöhe = 10 km, Horizontabdeckung = 5° . (Vgl. Fig. 26).

Terrestrische Aufnahme			Satellitenaufnahme	
$R_0 = 0,00$	$G_0 = 0 \%$	$\rho_0 = 0^\circ$	$S_0 = 0,0 \text{ km}$	$F_0 = 0,00 \%$
$R_1 = 0,32$	$G_{0-1} = 10\%$	$\rho_1 = 28^\circ 48'$	$S_1 = 5,5 \text{ km}$	$F_1 = 0,19 \%$
$R_2 = 0,45$	$G_{1-2} = 10\%$	$\rho_2 = 40^\circ 00'$	$S_2 = 8,5 \text{ km}$	$F_2 = 0,26 \%$
$R_3 = 0,55$	$G_{2-3} = 10\%$	$\rho_3 = 49^\circ 54'$	$S_3 = 11,9 \text{ km}$	$F_3 = 0,43 \%$
$R_4 = 0,63$	$G_{3-4} = 10\%$	$\rho_4 = 56^\circ 42'$	$S_4 = 15,2 \text{ km}$	$F_4 = 0,55 \%$
$R_5 = 0,71$	$G_{4-5} = 10\%$	$\rho_5 = 63^\circ 54'$	$S_5 = 20,1 \text{ km}$	$F_5 = 1,07 \%$
$R_6 = 0,77$	$G_{5-6} = 10\%$	$\rho_6 = 69^\circ 30'$	$S_6 = 26,8 \text{ km}$	$F_6 = 1,95 \%$
$R_7 = 0,84$	$G_{6-7} = 10\%$	$\rho_7 = 75^\circ 36'$	$S_7 = 39,0 \text{ km}$	$F_7 = 4,98 \%$
$R_8 = 0,89$	$G_{7-8} = 10\%$	$\rho_8 = 80^\circ 06'$	$S_8 = 57,4 \text{ km}$	$F_8 = 11,00 \%$
$R_9 = 0,95$	$G_{8-9} = 10\%$	$\rho_9 = 85^\circ 30'$	$S_9 = 127,0 \text{ km}$	$F_9 = 79,57 \%$
$R_{10} = 1,00$	$G_{9-10} = 10\%$	$\rho_{10} = 90^\circ 00'$	$S_{10} = \infty \text{ km}$	$F_{10} = \infty \%$

} 100 %

S_{10} und F_{10} kommen im Satellitenbild nicht mehr zur Anwendung, da mit einer terrestrischen Horizontabdeckung von ca. 5° gerechnet wurde.

Aus der Tabelle wird deutlich, dass die um den Zenit des Bodenbeobachters konzentrisch angeordneten 50 % seines Gesichtsfeldes nur noch 2,5 % im entsprechend abgegrenzten Gebiet auf dem Satellitenbild ausmachen.

Für einen unmittelbaren Flächenvergleich der Bedeckung zwischen den beiden Beobachtungsstandorten müsste neben dem Bedeckungsgrad also immer angegeben werden, in welchem Teil des Gesichtsfeldes sich die beobachteten Wolken befinden.

Fig.21: Bestimmung des Gesichtskreisradius g einer Fischaugaufnahme bei 5° Horizontüberhöhung und einer Wolkenhöhe h . (Auftretender Fehler für g statt p ist kleiner 0,5 %).

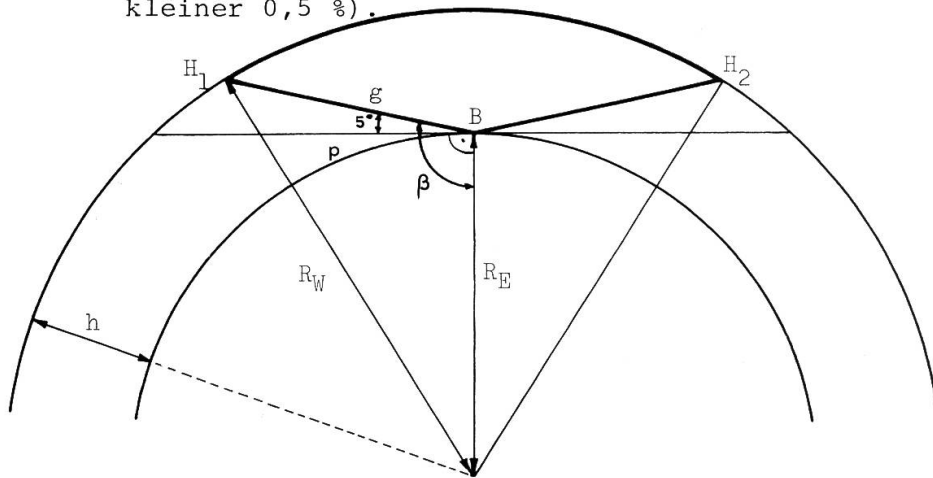
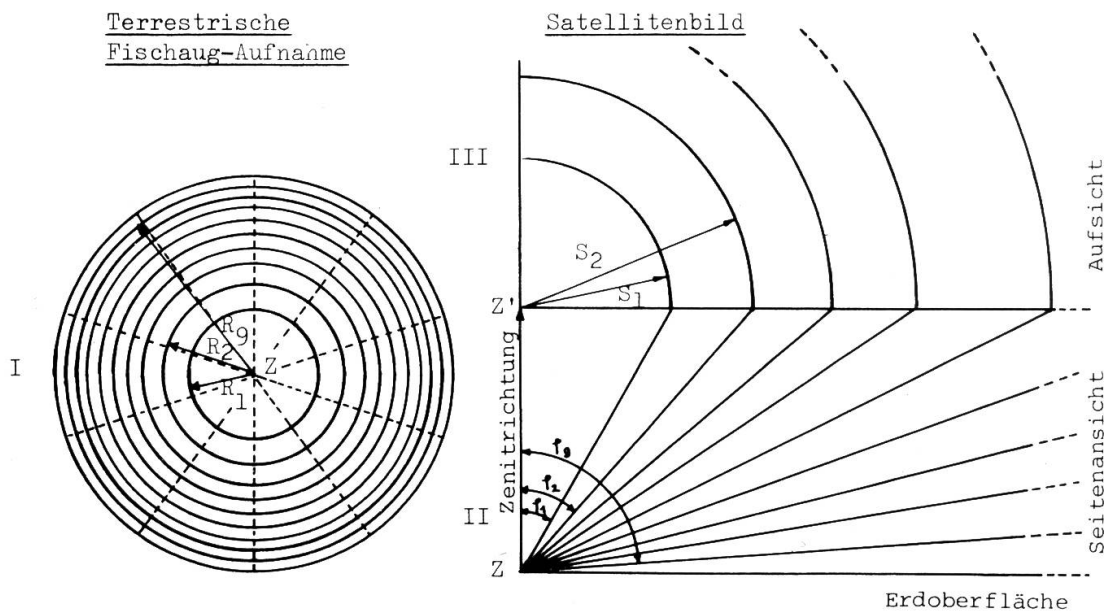


Fig.22: Vereinfachte Beziehung zwischen Gesichtskreisen in der terrestrischen Aufnahme (I) und im Satellitenbild (II:Seitenansicht, III:Aufriss).

- I: Jeder Kreisring nimmt $1/10$ der Fläche des Gesichtsfeldes der Fischaugaufnahme ein. Die Radien R_1 - R_{10} konvergieren gegen R_{10} .
- II: Jedem Kreisradius R_1 - R_{10} entspricht in der Seitenansicht ein Sichtwinkel f_1 - f_{10} .
- III: Jeder Sichtwinkel f_1 - f_{10} bestimmt im Satellitenbild neue Kreisringe mit den Radien S_1 - S_{10} , die gegen $R_{10} = \infty$ divergieren.



8.2. Bewölkungsgradbestimmungen mit Hilfe einer Fischaugoptik*

Der vergleichenden und wiederholbaren Bewölkungsbestimmung dienen 360°-Aufnahmen zum jeweiligen Zeitpunkt des Durchganges von NOAA-2. Wie im Kap. 6.4. ging es auch hier um eine möglichst objektive Bildauswertung.

8.2.1. Bedeckungsgrad

Mit Hilfe des CLASSIMAT wurde die Bedeckung semiautomatisch bestimmt. Wie bei den Satellitenbildern des sichtbaren Spektralbereiches waren auch hier die Grautondifferenzen oftmals zu wenig eindeutig, als dass eine exakte Bildmessung möglich gewesen wäre.

Die Wolken mussten umgezeichnet werden, bevor eine quantitative Auswertung möglich war (vgl. Abb. 5). Die numerischen Ergebnisse sind in 8.2.4. erläutert.

8.2.2. Abgrenzung des terrestrischen Gesichtskreises im Satellitenbild (Fig. 21)

Damit ein quantitativer Vergleich zwischen terrestrischer und Satellitenbeobachtung möglich ist, muss im Satellitenbild der vom Boden aus erfassbare Gesichtskreis abgegrenzt werden.

Unter der Annahme, dass im Untersuchungsgebiet eine Horizontabdeckung von durchschnittlich 5° (Relief, Dunstschicht) und eine mittlere Wolkenhöhe von $h = R_w - R_e$ zu verzeichnen sind, lässt sich nach Fig. 21 der Blickfeldradius g berechnen (Herg. aus Kosinussatz):

$$g = R_e \cdot \cos \beta \pm \sqrt{R_w^2 - R_e^2 \cdot \sin^2 \beta} \quad (1) \quad \beta = 95^\circ$$

Unter der Annahme von $B=95^\circ$, $R_e=6367,64$ km, $R_w=6377,64$ km (entspr. einer Wolkenhöhe von $h=10$ km), resultiert ein Gesichtsfeldradius von $g=104,9$ km, der zugehörige Projektionswert p auf der Erdoberfläche ist $p=104,4$ km. Der Unterschied zwischen g und p ist so unbedeutend, dass weiterhin mit g gerechnet werden kann (Abb. 6).

8.2.3. Wolkenhöhebestimmung

Im allgemeinen Fall muss die Wolkenhöhe $h = R_w - R_e$ bestimmt werden, damit g nach (1) berechnet werden kann. Grundsätzlich bieten sich dazu drei unabhängige Wege an:

1. Bestimmung der Wolkenhöhe mit Hilfe der Daten von Sondenaufstiegen (Temperatur- und Feuchtigkeitsprofil). Angesichts der äusserst geringen Stationsdichte und der häufigen Datenbeschaffungsschwierigkeiten wurde diese Möglichkeit hier nicht

*) Die Kamera mit einem Objektiv von 8 mm Brennweite und Rotfilter wurde uns in freundlicher Weise von Dr. O. Hegg, Botanisches Institut der Universität Bern, zur Verfügung gestellt.

Abb.5: Auswertung der Fischaugbilder am CLASSIMAT.

I: Originalaufnahme: 17.10.1973, 8.25 Uhr GMT, Assekrem.

II: Wolken umgezeichnet (Aufn. ab Bildschirm CLASS.).

III: Wolken nicht umgezeichnet: im CLASSIMAT werden zu wenig Graustufen (=weisse Flächen) gemessen (Aufn. ab Bildschirm).

IV: wie III, aber es werden zu viele Graustufen gemessen (=weisse Fläche).

III+IV liefern beide fehlerhafte Resultate.

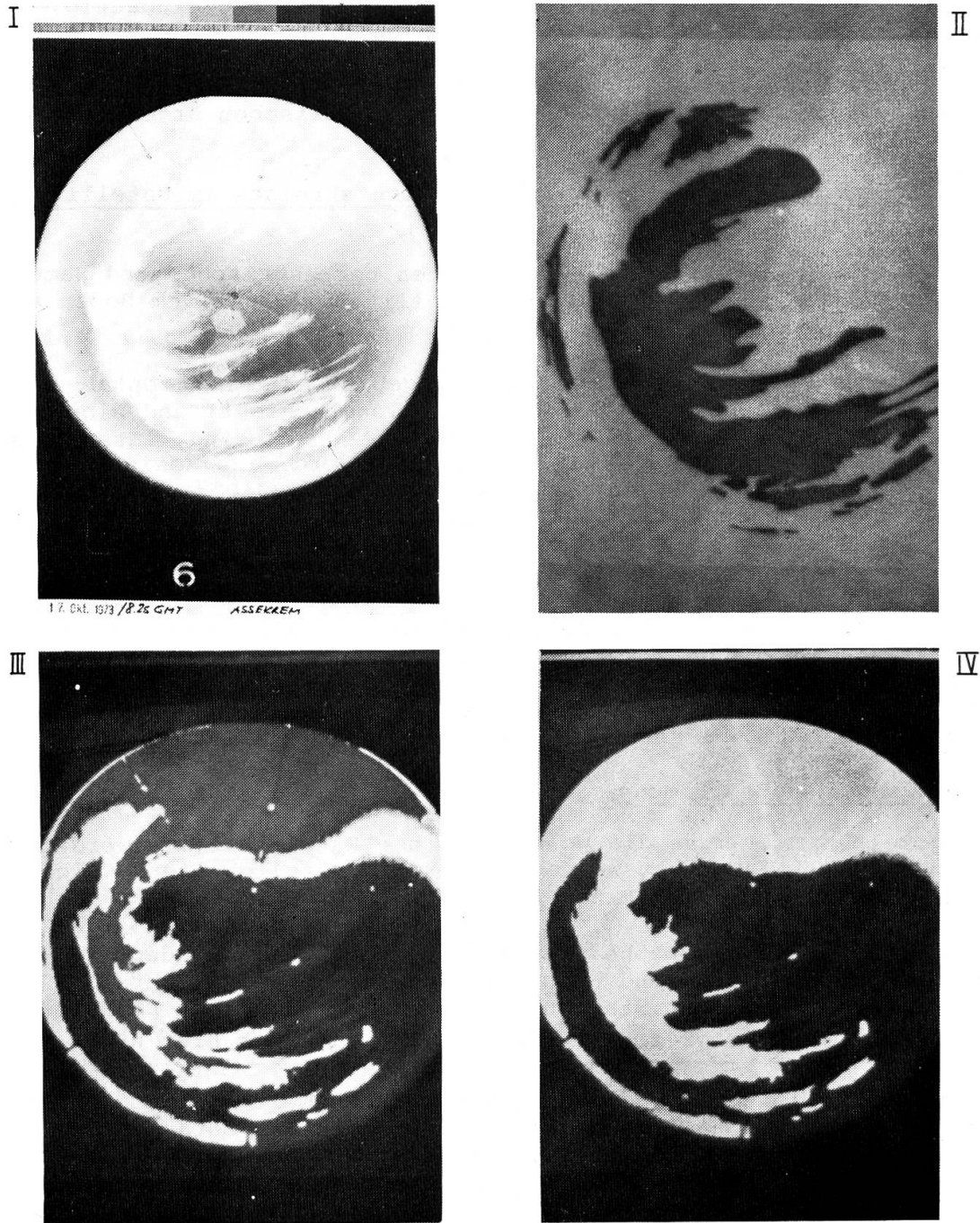
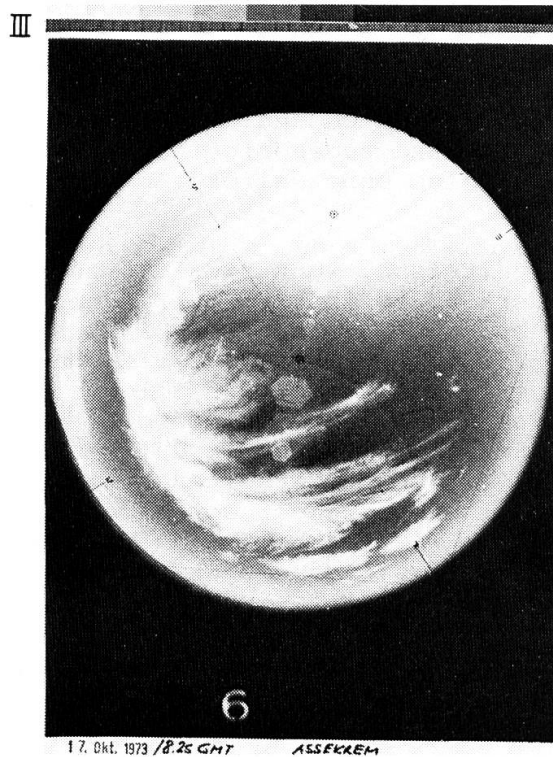
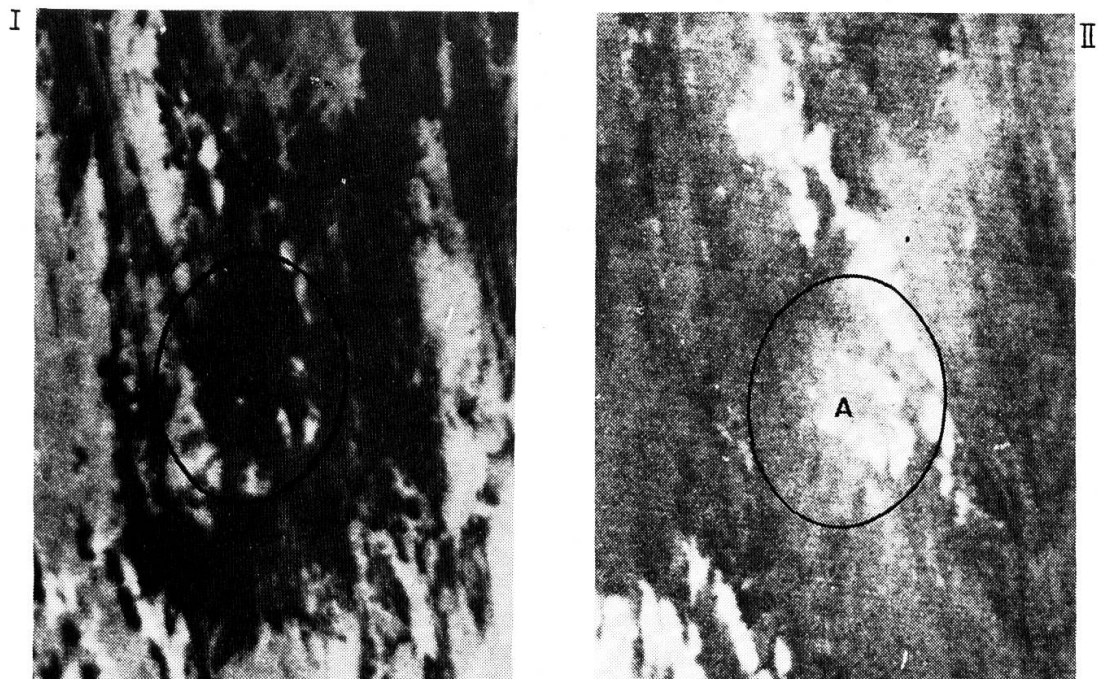


Abb.6: NOAA-2-Bildpaar. Aufnahme 17.10.1973, 9.04 Uhr GMT. Links VIS-, rechts IR-Aufnahme. Der Kreis über dem Hoggar (A) grenzt ungefähr das in der terrestrischen Fischaugaufnahme erfasste Gebiet ab (Sat.aufnahme Sternwarte Bochum).



berücksichtigt, obwohl gerade die Festlegung verschiedener Höhenniveaux mit Sondendaten wesentlich genauer ist als mit den folgenden Möglichen.

2. Bestimmung der Wolkenhöhe aufgrund der Intensität der Strahlungsemission der Wolkenoberfläche im IR-Bild. Die Wolkentemperatur ist in erster Linie eine Funktion des Aggregatzustandes (Wassertröpfchen, Eiskristalle) und der Höhe der Wolkenoberseite. Im IR-Bild sind kalte Wolken weisser als wärmere Wolken. Eine präzise Strahlungstemperaturbestimmung, die ihrerseits von zahlreichen Parametern abhängig ist, kann nur mit den digitalisierten oder analogen Originaldaten vorgenommen werden. Eine Grobabschätzung der Strahlungstemperatur ist zwar möglich, wenn die sensitometrischen Bilddaten bekannt sind, da die gemessenen Strahlungsintensitäten in proportionale Grautöne verwandelt werden. Die Bildverarbeitung des Bochumer Materials ist aber primär auf eine optimale qualitative, nicht unbedingt quantitative Interpretation ausgerichtet. Eine gute Zusammenstellung dieser Probleme bietet G. SCHENK (1973:45 ff).
3. Bestimmung der Wolkenhöhe mit Hilfe des Schattenwurfes, der in bestimmten Bildpartien (v.a. in Richtung des Sonnenlichteinfalls) entlang von Wolkenkanten erkennbar ist.

Im folgenden sei diese dritte Methode etwas näher erläutert. Aus der Länge L des Wolkenschattens - gemessen vom Nadirpunkt der zu bestimmenden Wolkenkante bis zum zugehörigen Schatten - und der Sonnenhöhe α lässt sich die relative Wolkenhöhe (=Höhe über Erdboden) nach der einfachen Beziehung

$$h = L \cdot \operatorname{tg} \alpha \quad (2)$$

berechnen.

Befindet sich die Wolke genau über der Subsattellitenbahn SSB (= Projektion der Satellitenbahn auf die Erdoberfläche), dann lässt sich Gleichung (2) direkt anwenden. In diesem Spezialfall bilden sich Wolkenkante und zugehörige Nadirpunkte an der gleichen Stelle ab, L kann also ohne weitere Berechnung dem Bild entnommen werden.

Schwieriger sind die Verhältnisse, wenn sich die zu messende Wolkenkante nicht über der SSB befindet. Der Fusspunkt der Wolke muss dann vorerst berechnet werden. LINDENBEIN (1970: 19ff) und NAZIROV (in VETLOV, MORSKOI, 1970:20ff) haben ausführliche Bestimmungsalgorithmen für diesen allgemeinen Fall entwickelt und durch verschiedene Nomogramme soweit vereinfacht, dass ein routinemässiger Einsatz mit durchaus vertretbarem Aufwand möglich ist. In beiden Arbeiten beziehen sich die Angaben auf Vidicon-Aufnahmen, die theoretisch die gleichen Abbildungseigenschaften wie Luftbilder aufweisen. Der hier skizzierte Ansatz bezieht sich ausdrücklich auf die Bildprodukte abtastender Radiometer, deren Abbildungsgeometrie teilweise von derjenigen der Vidicons abweicht. In

erster Linie wird nicht mehr auf einen Bildhauptpunkt Bezug genommen, sondern auf die kontinuierliche SSB.

Es sei vorweggenommen, dass auch unter optimalen Bedingungen mit Fehlern bis $\pm 25\%$ der effektiven Wolkenhöhe gerechnet werden muss, was vor allem auf Messungenauigkeiten zurückgeführt werden muss (Messung von Strecken im Bild von z.T. unter 1 mm Länge). Das Verfahren hat also mehr den Charakter einer etwas verfeinerten Abschätzung, denn einer präzisen Methode. LINDENBEIN gibt für seine Wolkenhöhenbestimmungen je nach Sonnenhöhe einen absoluten Fehler von $\pm 0,5$ km bis $\pm 1,5$ km an.

Die einzelnen Berechnungsschritte sind im folgenden skizziert. Für die Bedeutung der Abkürzungen und Begriffe sei vor allem auf Fig. 23 verwiesen. Zur Vereinfachung bleibt die Erdkrümmung unberücksichtigt, Messungen sollten sich also auf einen Streifen von nicht mehr als ca. 500-600 km beidseits der SSB beschränken. Unter dieser Voraussetzung bleibt das Geländeviereck "Satellitenfusspunkt - A - B - Wolkenprojektion" auch im Satellitenbild als Viereck erhalten (Fig.23). Die Berechnungen zielen nun darauf ab, den "Wolkenfusspunkt" zu bestimmen, damit die rel. Wolkenhöhe gemäss

$$h = r \cdot \frac{H}{R} \quad (3)$$

berechnet werden kann.

1. Bestimmung der Geographischen Koordinaten λ, φ der zu messenden Wolke (Werte aus einer geographischen Karte).
2. Messung der Strecken R', l', b' (im Satellitenbild).
3. Umrechnen von R', l', b' in die Geländestrecken R, l, b . Für das Bildmaterial der Sternwarte Bochum kann Diagramm Fig.24 für R und l eingesetzt werden. Die Strecke b erfährt infolge der Geometrie der Scanner-Aufnahme keine Masstabsveränderung gegenüber dem Masstab der SSB, womit unabhängig von der Lage von b immer der gleiche Wert eingesetzt werden kann.

4. Bestimmung der Winkel $\beta = \{ + \gamma$

zu $\{$: Abweichung der SSB von der Nord-, bzw. Südrichtung.

$$\cos \{ = \sin (90 - \varphi) \cdot \sin i \quad (4)$$

i : Inklination der SSB am Aequator (für NOAA-2
 $i = 102^\circ$ beim aufsteigenden, $i = 78^\circ$ beim absteigenden Knoten).

φ : Geographische Breite.

zu γ : Winkel zwischen Sonneneinfall und Südrichtung.

$\gamma = -a$ (a : Sonnenazimut) bei Sonneneinfall aus W-Sektor
 $\gamma = 360^\circ - a$ bei Sonneneinfall aus E-Sektor.

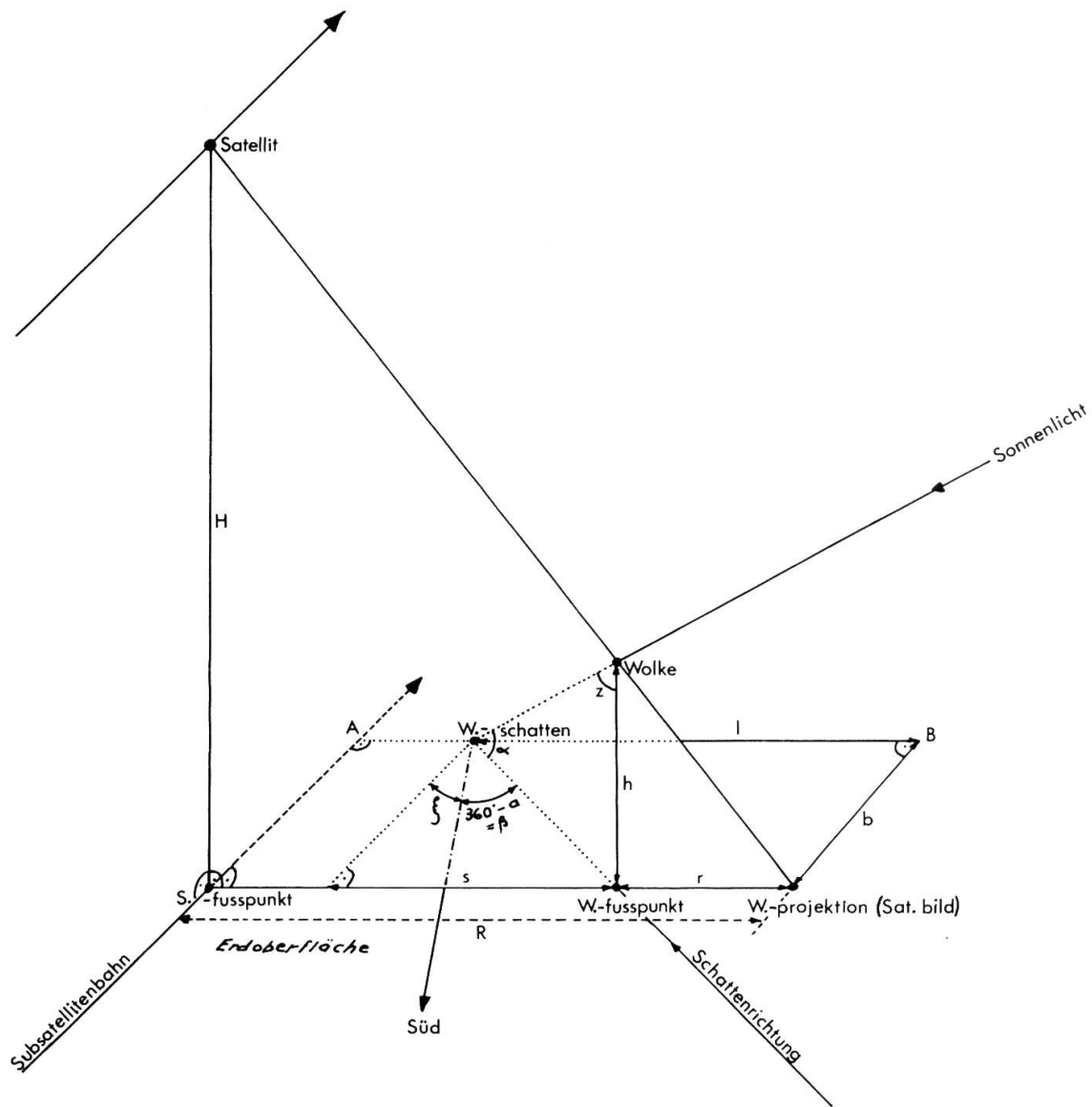
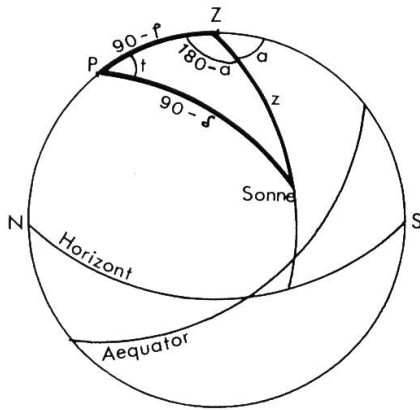


Fig.23: Bestimmung der Wolkenhöhe h . Strecken und Winkel, die zur Berechnung des Wolkenfusspunktes (=Wolkennadirpunkt) benötigt werden.

$$\sin a = \sin t \cdot \frac{\cos \delta}{\sin z} \quad (5)$$

$$\cos z = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos t \quad (6)$$



(Die Gleichungen (5) und (6) sind aus dem astronomischen Dreieck berechnet).

δ : Sonnendeklination
 t : Stundenwinkel
 z : Zenitdistanz der Sonne

alle Grössen aus Sternkarte, Tabellen oder berechnen.

$$5. s = b \cdot \operatorname{tg} \beta \quad (7) \longrightarrow r = \pm (1 - s) \quad \begin{array}{l} +: \text{östl. SSB} \\ -: \text{westl. SSB} \end{array}$$

$$6. r \text{ in (3) einsetzen: } h = r \cdot \frac{H}{R}$$

7. h in (1) einsetzen ergibt den Gesichtskreisradius g .

Beispiele: Aufnahme: 17.10.73, 9.12 Uhr GMT, Sternwarte Bochum

1. Wolke über Subsattellitenbahn SSB

$$1. \text{ Sonnenhöhe } \alpha = 90^\circ - z \quad (z \text{ aus (6) berechnen})$$

$$\alpha = 42,66^\circ$$

$$2. \text{ Schattenlänge im Satellitenbild messen (entlang Wolkenazimut).}$$

$$L' = 1,1 \text{ mm} \longrightarrow \underline{L = 7,15 \text{ km}}$$

$$3. \text{ nach (2) wird } \underline{h = 6,5 \text{ km}}$$

$$4. \text{ eingesetzt in (1):}$$

$$\underline{g = 70,18 \text{ km}}$$

2. Wolke östlich SSB (auf gleichem Bild wie Bsp.1)

1. $\lambda = 2^{\circ}\text{E}$, $\varphi = 22^{\circ}\text{N}$, 9.12 Uhr GMT

2.+3. $R' = 23 \text{ mm}$ \longrightarrow $R = 210 \text{ km}$
 $l' = 1,55 \text{ mm}$ \longrightarrow $l = 14,150 \text{ km}$
 $b' = 0,25 \text{ mm}$ \longrightarrow $b = 2,260 \text{ km}$

4. $\xi = 24,92^{\circ}$
 $t = 38,7^{\circ}$
 $z = 48,67^{\circ}$ } \longrightarrow $a = 55,43^{\circ}$
 $\beta = 80,34^{\circ}$

5. $s = 13,285 \text{ km}$ \longrightarrow $r = 0,867 \text{ km}$

6. 5,98 km

7. 65 km (Gesichtskreisradius)

Das Beispiel belegt klar, dass die Schwierigkeit des Verfahrens eindeutig bei der unbedingt notwendigen Präzision der Streckenmessungen l' und b' liegt. Auch bei Verwendung einer Lupe dürfte der auf S.75 erwähnte Fehler von $\pm 25\%$ kaum auszuschalten sein, zumal es sich meist um Streckenmessungen handelt, die knapp über dem Auflösungsbereich des Satellitensensors liegen.

In diesem Sinne eignet sich das Verfahren weniger für Routinemessungen; es ist aber durchaus brauchbar für Einzelstudien, wobei nach Möglichkeit Mittelwerte aus Messungen an benachbarten Wolken-
gruppen gebildet werden sollten.

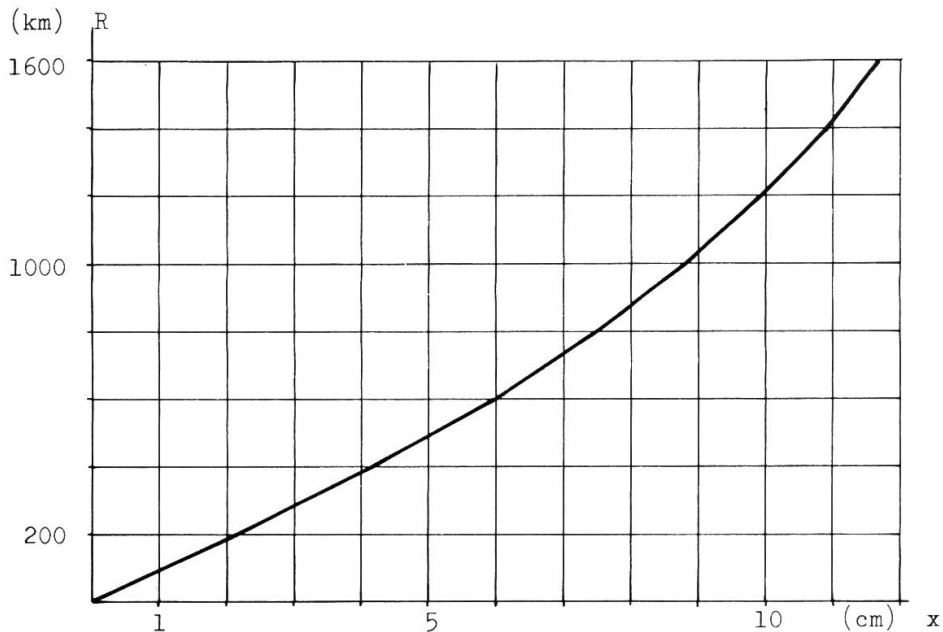


Fig.24: Beziehung zwischen der Orthogonal-Distanz x (in cm) eines Bildpunktes P von der Subsatellitenbahn und der entsprechenden Strecke R (in km) auf der Erdoberfläche (Gültig für das vergrößerte Bildmaterial der Sternwarte Bochum).

8.2.4. Ergebnisse

Während der kurzen Beobachtungsperiode (13.10.-4.11.73) war es nicht möglich, genügend auswertbare Aufnahmen zu gewinnen. Obwohl rund 50 % der Tage während der Ueberflugszeit des Satelliten aus terrestrischer Sicht zumindest Wolken Spuren aufwiesen, war nur an vier Tagen eine gegenseitige Zuordnung (Boden-Satellit) mit Sicherheit möglich. An den übrigen Terminen betrug der Bedeckungsgrad meist weniger als 1 % und einzelne kleine Cumuli lagen unterhalb des Auflösungsvermögens des Satellitensensors.

Die in Tab. 7 aufgeführten Zahlenwerte sind deshalb eher als Beispiele, denn als Gesetzmässigkeit aufzufassen. Sie zeigen aber trotzdem, dass eine blosse Gegenüberstellung der jeweiligen Bedeckungsgrade nicht zulässig ist und Korrekturen in jedem Falle für Einzeluntersuchungen notwendig sind.

Tab. 7: Vergleich der unkorrigierten Bedeckungsgrade (in %) im Satellitenbild und in der terrestrischen Aufnahme (Messungen unterstrichen, übrige Werte geschätzt).

Datum		17.10.	21.10.	23.10.	25.10.	28.10.	29.10.	30.10.
Sat.- aufn.	VIS	<u>5</u>	<u>12</u>	0	5	15	0	1
	IR	<u>29</u>	<u>54</u>	10(?)	10	25	0	1
Terr. Aufn.		<u>9,7</u>	<u>93</u>	<u>1</u>	<u>1</u>	<u>7</u>	<u>1</u>	<u>1</u>

Unter Berücksichtigung der in Tab. 6 zusammengestellten Abweichungen können die terrestrischen Bedeckungsgrade, je nach Lage der einzelnen Wolken im Fischaugbild, umgerechnet werden in Satellitenbedeckungsgrade.

Für das Beispiel vom 17.10.73 (Tab. 7) reduzieren sich auf diese Weise die terrestrisch erfassten 9,7 % nach erfolgter Korrektur auf 5,4 % und weichen damit nur noch sehr wenig von den im Satellitenbild gemessenen 5 % ab (VIS).

Zusammengefasst bedeutet dies, dass zwischen den Bedeckungsgraden der verschiedenen Beobachtungsstandpunkte aufgrund einfacher geometrischer Beziehungen eine numerische Uebereinstimmung erzielt werden kann. In der Praxis müsste dies mit Hilfe vereinfachter nomographischer Darstellungen erleichtert werden oder auf vollautomatischem Wege durch entsprechende Hilfsgeräte geschehen.

Unkorrigierte Werte sind nur für längerfristige Untersuchungen zulässig, wo auf statistischem Weg eine Beziehung zwischen den beiden unterschiedlich gewonnenen Datenreihen abgeleitet werden kann. In Fig. 32 sind einige Beispiele graphisch dargestellt.

9. EINFLUSS DER BEWÖLKUNG AUF STRAHLUNG IM VIS- UND IR-SPEKTRALBEREICH

Wie schon verschiedentlich angedeutet, sind die Bewölkungsunterschiede zwischen den IR- und VIS-Bildern letztlich eine Folge des variablen Einflusses der Bewölkung auf elektromagnetische Strahlung verschiedener Wellenlängen.

Es würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, auf die vielfältigen und äusserst komplexen Zusammenhänge im Detail einzutreten. Das Ziel der folgenden Ausführungen besteht lediglich in einer summarischen Abschätzung der verschiedenen Einflussgrössen auf das schlussendliche Abbildungsergebnis. Es sei auf die umfangreiche Spezialliteratur hingewiesen, die sich vor allem mit dem Einfluss der atmosphärischen Trübungen auf die direkte Sonnenstrahlung befasst. Methodische Aspekte werden grundlegend behandelt in SCHUEPP (1949) und VALKO (1962 a und b). Mit den Strahlungsverhältnissen im saharischen Trockenraum befassen sich nur vereinzelte Arbeiten, darunter DUBIEF (1959:49-60), INDERMUEHLE (1972:122-133), TETZLAFF (1973:80-81), KESSLER (1974:135-147).

9.1. Strahlungsarten

Die auf den VIS- und IR-Bildern wiedergegebenen variierenden Grautöne sind unmittelbar Abbild der empfangenen ebenfalls wechselnden Strahlungsintensitäten in den beiden verwendeten Spektralbereichen. Die beiden Sensoren messen zwei Strahlengruppen, die sich nicht nur in der Wellenlänge unterscheiden, sondern auch auf grundsätzlich verschiedene Weise von der Erde ausgehen: kurzwellige reflektierte Strahlung (a_p) und längerwellige, zum grössten Teil emittierte Strahlung ($\epsilon \cdot \delta \cdot T_E^4$). Beide sind Glied der Strahlungsbilanzgleichung an der Erdatmosphärenobergrenze:

$$\underbrace{S_0 \cdot (1-a_p) \cdot \pi \cdot R^2}_{\text{einfallende Str.}} = \underbrace{\epsilon \cdot \delta \cdot T_E^4 \cdot 4 \cdot \pi \cdot R^2}_{\text{emittierte Str.}} \quad (\text{FLOHN, 1971: 304})$$

S_0 = Solarkonstante (ca. $2,00 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$)

R = Erdradius

ϵ = Emissivität des Systems Erde

δ = Stefan - Boltzmannsche - Konstante

9.1.1. Kurzwellige Strahlung

Sie umfasst hier etwa den Wellenlängenbereich $0,3-3,0 \mu\text{m}$, mit dem Maximum im sichtbaren Spektralabschnitt ($0,4-0,7 \mu\text{m}$). Durch Absorption, Reflexion und Streuung erreicht nicht mehr der ganze von der Sonne auf die Atmosphäre eintreffende Strahlungsstrom die Erdoberfläche, der an der Atmosphärenoberfläche ca. $2,00 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ (variabel mit dem wechselnden Abstand Erde - Sonne) beträgt.

Die verschiedenen atmosphärischen Einflüsse bewirken eine Aufteilung der ursprünglichen Sonnenstrahlung:

- direkte Sonnenstrahlung I aus Richtung der Sonne.
- die in der Atmosphäre gestreute, bzw. reflektierte Himmelsstrahlung H, aus der ganzen Himmelshalbkugel zugestrahlt.
- die an der Erdoberfläche reflektierte Strahlung R.
- I + H ergeben zusammen die Globalstrahlung G.
- I + H - R werden als kurzwellige Strahlungsbilanz zusammengefasst.

Der Satellit empfängt in diesem Wellenbereich ausschliesslich vom System Erde-Atmosphäre reflektierte Strahlung.

9.1.2. Langwellige Strahlung (IR)

Darunter verstehen wir hier Strahlung im Wellenlängenbereich 5-60 μm . Sie setzt sich zusammen aus:

- Wärmeemission E von der Erdoberfläche.
- von der Atmosphäre und den Wolken ausgesandte Gegenstrahlung G_s in Richtung Erdoberfläche.

Die emittierte Energie E_T ist primär abhängig von der Temperatur des strahlenden Körpers und dessen spezifischen Emissivitätseigenschaften. Nach dem bekannten Stefan - Boltzmannschen Gesetz ist die abgestrahlte Energie

$$E_T = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4.$$

Das Planck'sche Strahlungsgesetz beschreibt zusätzlich die spektrale Energieverteilung. In obiger Formel bedeutet T die absolute Temperatur in $^{\circ}\text{Kelvin}$, σ ist die Stefan-Boltzmann'sche Konstante, und ϵ ist eine Materialkonstante, die sog. Emissivität. Diese ist definiert durch $\epsilon = E_n / E_b \leq 1$, wobei E_n die Strahlungsenergie eines bestimmten natürlichen oder "grauen" Körpers und E_b die Strahlungsenergie eines "Schwarzen Körpers" der gleichen Temperatur T ist. ϵ sollte im Idealfall $\epsilon = 1$ sein, schwankt aber in Wirklichkeit sehr stark (z.B. $\epsilon_{Al} = 0,5$; $\epsilon_{Eis, Wasser} \approx 0,98$). Diese variable Emissivität ist auch der Grund, dass ein Thermalbild nicht ohne weiteres in absolute Temperaturen umgerechnet werden kann. Als weitere Einflussgrössen müssen bei der Messung die Oberflächenbeschaffenheit des Strahlers, die Strahlungsrichtung, die durchquerte Luftmasse, usw. berücksichtigt werden (vgl. z.B. ITTEN, 1973).

Theoretisch sollten diese Einschränkungen für Wolken vernachlässigt werden können, da eine "ideale Wolke" (unendliche horizontale und vertikale Ausdehnung) annähernd die Emissions- und Absorptionseigenschaften eines "Schwarzen Körpers" besitzt ($\epsilon \approx 1$). In Wirklichkeit sind aber die Verhältnisse ebenfalls sehr komplex, so dass eine unmittelbare Zuordnung der Strahlungsintensitäten zu den entsprechenden Wolkentemperaturen mit vielen Unsicherheiten belastet ist.

Fig.25: Energieverteilung des Sonnenspektrums ausserhalb der Erdatmosphäre (A) und auf Meeresniveau (B). Spektrale Absorption durch Ozon (O_3), Wasserdampf (H_2O), Sauerstoff (O_2) und CO_2 . (nach KONDRATYEV aus SCHENK, 1973:45)

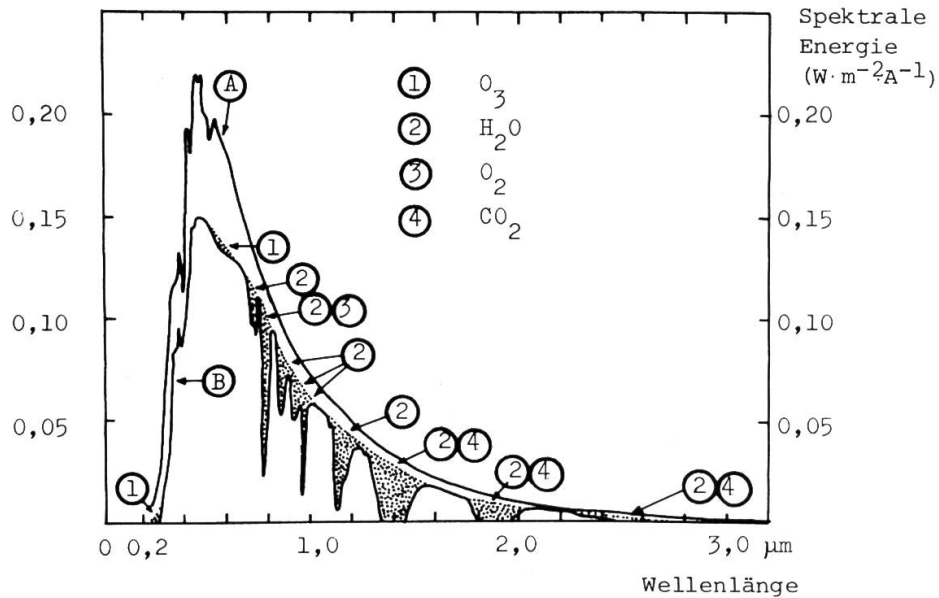
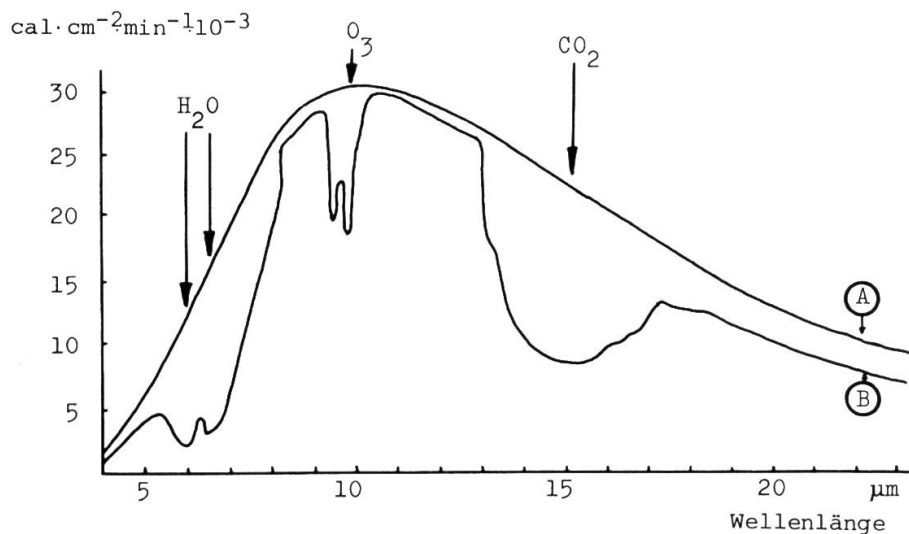


Fig.26: Spektrale Energieverteilung der von der Erde emittierten Strahlung auf Meereshöhe (A) und bei 27,5 mb (B), am 14.11.63, 20.00 Uhr, Rostov-on-Don. Spektrale Absorption durch Ozon, Wasserdampf und CO_2 . (nach KONDRATYEV aus SCHENK, 1973:46).



9.2. Atmosphärische Einflüsse auf die Strahlung

Die mit wechselndem Sonnenstand variable Luftmasse und die Transparenz der Atmosphäre beeinflussen die verschiedenen Strahlungsströme und die totale Strahlungsbilanz (kurz- und langwellige). Nach VALKO (1962, b: 156 ff) nimmt die spektrale Strahlungsintensität I exponentiell ab, wobei der Exponent sich aus Einzelgliedern zusammengesetzt, die den Einfluss der Rayleigh-Streuung, des Dunstes, des Wasserdampfes und des Ozons beschreiben. Wesentlich ist, dass gerade die Absorptionsfähigkeit der Gase von der Wellenlänge der Strahlung abhängt, dass es bestimmte "atmosphärische Fenster" gibt, in denen praktisch keine Intensitätsreduktion stattfindet.

Die Fig. 25 und 26 beschreiben die Durchlässigkeit der Atmosphäre gegenüber Strahlung und grenzen die spektrale Absorption der oben erwähnten Gase ab. Fig. 25 zeigt die Verhältnisse im kurzwelligen Bereich, Fig. 26 diejenigen für die längeren Wellen.

Die Satellitensensoren werden - im Falle der Bildabtastung - spektral so festgelegt, dass sie auf ein "atmosphärisches Fenster" ausgerichtet sind, der Einfluss der wesentlichsten atmosphärischen Absorber also möglichst gering ist (Fig. 26).

9.3. Strahlungsmessungen über der Sahara

Neben den gasförmigen Absorbern spielen über der Sahara Dunst und Staub (der sog. brûme sèche) eine wesentliche Rolle bei der Intensitätsreduktion der Strahlung. Bei sehr hohen Konzentrationen sind diese Staubwolken direkt im Satellitenbild (VIS) sichtbar (z.B. 16.6.71, NOAA-1, Sand- oder Staubsturm über dem Roten Meer).

Terrestrische Messungen der direkten Sonnenstrahlung ergeben nun ein sehr gutes Bild über die Transparenz der Atmosphäre und bei Kenntnis verschiedener zusätzlicher Parameter (z.B. vertikale Ozonverteilung) lässt sich auch der "precipitable water"-Gehalt bestimmen.

Im Frühjahr 1970 führte TETZLAFF (1973: 80-81) in Bardai (Tibesti) Messungen der direkten Sonnenstrahlung bei verschiedenen Trübungszuständen der Atmosphäre durch. Der Vergleich unserer eigenen Messungen auf dem Assekrem (2730 m) und in Hassi Messaoud (142 m) mit denjenigen TETZLAFFS belegen eine für saharische Verhältnisse durchwegs hohe Transparenz der Luftmassen während der ganzen Dauer unserer Feldarbeit (Fig. 27). Unsere Messergebnisse decken sich auch mit den um diese Jahreszeit üblichen relativ geringen Trübungswerten, bzw. hohen Transmissionskoeffizienten p , wie sie DUBIEF (1959: 50) für Tamanrasset zusammenstellte (Tab. 8).

Tab. 8: Monatliche Transmissionskoeffizienten p für Tamanrasset

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
$p =$	0,81	0,79	0,76	0,75	0,70	0,67	0,67	0,69	0,69	0,72	0,76	0,80

(vgl. auch YACONO, 1968:23)

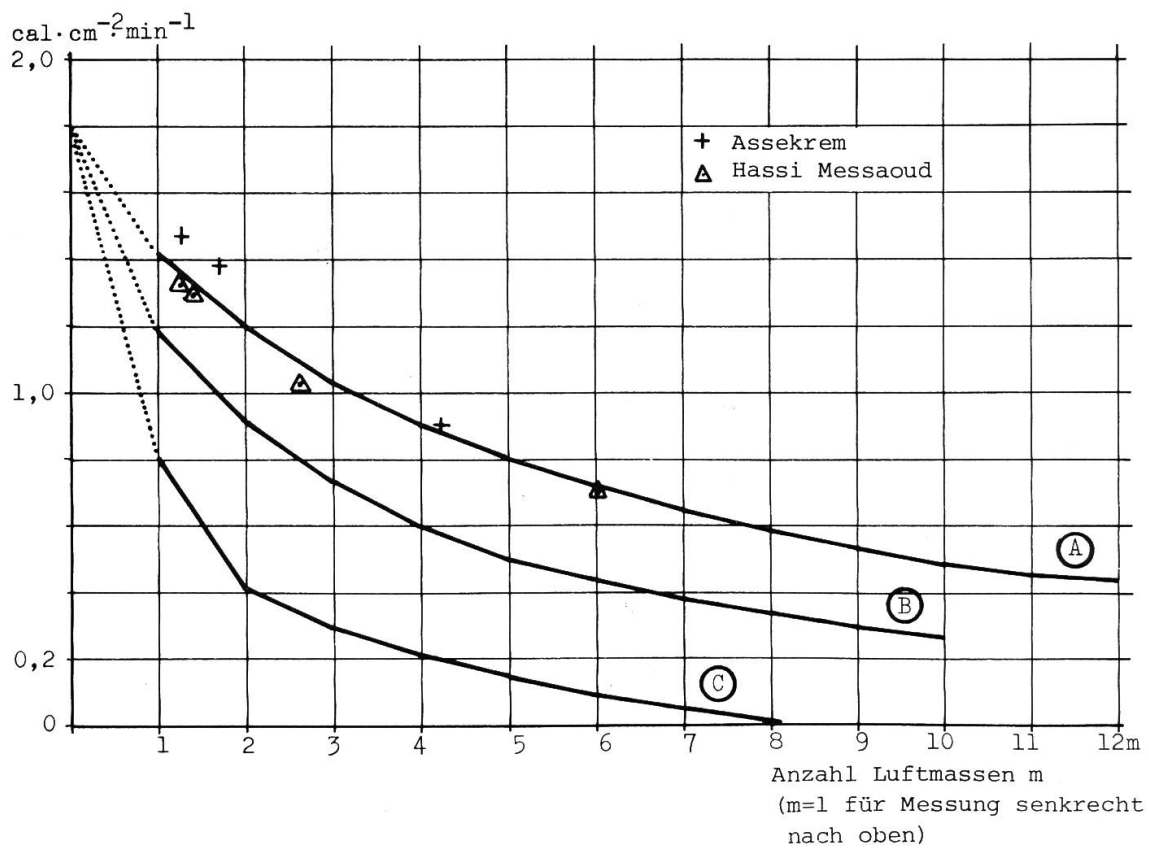


Fig.27: Vergleich von Messungen der direkten Sonnenstrahlung auf dem Assekrem (3730 m, 15.10.1973) und in Hassi Messaoud (142 m, 1.11.1973) mit Messungen in Bardai (Frühling 1970) bei geringer (A), mittlerer (B) und starker (C) atmosphärischer Trübung (Werte Bardai: TETZLAFF, 1973).

Gleichzeitig durchgeführte Globalstrahlungsmessungen stützen diese Beobachtungen zusätzlich.

Aus den Strahlungsmessungen dürfen demnach atmosphärische Verunreinigungen als Ursache für die Bedeckungsunterschiede der VIS- und IR-Bilder ausgeschlossen werden.

9.4. Strahlung und Bewölkung

Wolkeneinflüsse bezüglich Reflexion, Streuung, Absorption und Emission von Strahlung verschiedener Wellenlängen werden weitgehend bestimmt durch Wolkenart, -höhe, -dichte und -bedeckungsgrad sowie der Sonneneinfallshöhe. Für viele Einzelfälle mit scharf definierten Randbedingungen sind Modellrechnungen durchgeführt worden, während systematische Messreihen vergleichsweise selten sind.

9.4.1. Kurzwellige Strahlung

Generell nimmt die Transmission kurzwelliger Strahlung bei zunehmender Wolkendichte ab, die Albedo dagegen zu, wobei für letztere die Oberflächenstruktur der Wolke einen wesentlichen Einfluss hat.

Für unsere Fragestellung von Interesse ist das Verhalten der Cirrusbewölkung gegenüber Strahlung im sichtbaren Spektralbereich. In Fig. 28 sind dazu die Messergebnisse von LIOU (1973: 1416) zusammengestellt. Sehr gross ist der Einfluss des Einfallswinkels der Strahlung auf die Albedo. Bei senkrechtem Strahlungseinfall braucht es bereits eine Wolkenmächtigkeit von mehr als 4 km, damit mehr als die Hälfte des Lichtes wieder zurückgeworfen wird. Andererseits macht die Figur deutlich, dass bei einer Wolkenmächtigkeit von weniger als 1 km die Albedo derart gering wird, dass die Cirrusdecke über einem Sandfeld nicht mehr erkennbar ist.

Die Globalstrahlung verzeichnet im Mittel mit zunehmender Bedeckung eine Abnahme, wobei diese bis gegen 6/10 Bewölkung linear verläuft (SCHULZE, 1962). Umgekehrt nimmt die Himmelsstrahlung bis gegen 9/10 Bedeckung stark zu (Fig. 29), wobei die Wolkenhöhe einen wesentlichen Einfluss ausübt.

9.4.2. Längerwellige Strahlung

Wie unter 9.1.2. erwähnt, nehmen die Wolken bei zunehmender horizontaler und vertikaler Ausdehnung "Schwarzkörper-Eigenschaften" an. D.h., dass sie IR-Strahlung fast vollständig zu absorbieren vermögen, sowie andererseits nach der Stefan-Boltzmann'schen Beziehung emittieren könnten. Die Natur weicht aber sehr stark von diesem theoretischen Konzept ab und die vielen zu berücksichtigenden, aber nur schwer erfassbaren Randbedingungen erschweren eine generelle Aussage.

Unter anderem hängt die spektrale Transmission einer Cirrus-Wolke von ihrer Temperatur ab. Für das Beispiel in Fig. 30 wird dazu eine Mächtigkeit der Cirrus-Schicht von 5 km angenommen. Bei sehr hohen Wolken mit entsprechend tiefer Temperatur ist die Transmission terrestrischer Strahlung noch ausserordentlich gross. Hypothetisches Beispiel: Cirrus-Schicht zwischen 8'000 bis 13'000 m über Meer; Lufttemp. auf Meereshöhe 25°C; Gradient zwischen 0 - 8'000m 0,8°/100m, zwischen 8'000 - 13'000m 0,4°/100m. Daraus resultiert eine Temperatur der Wolkenschicht zwischen 234° - 214°K. Unter

Albedo Fig. 28

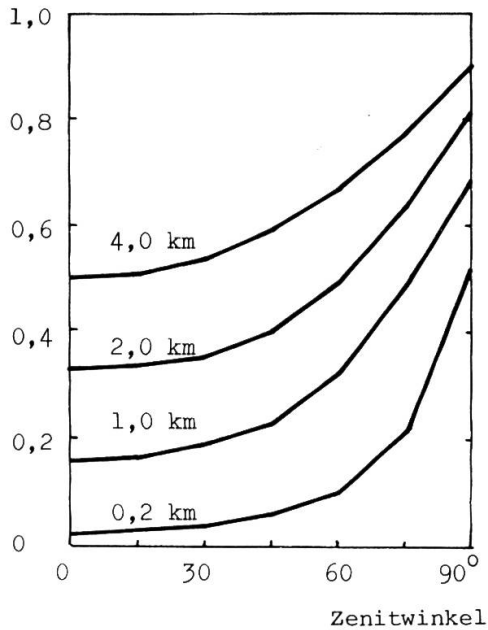
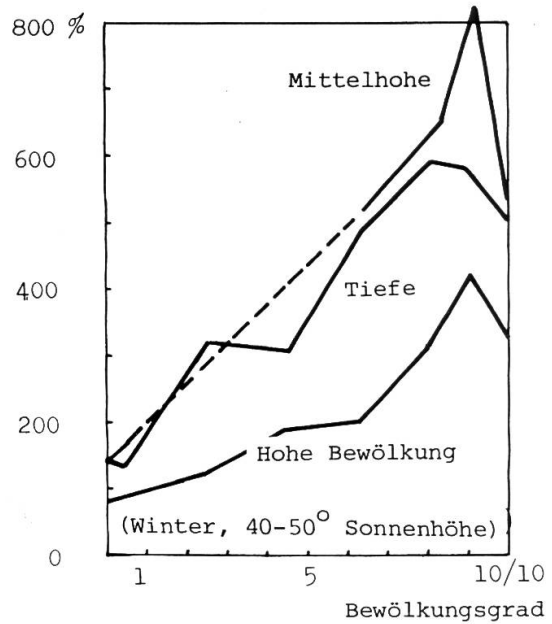


Fig. 29



Transmission Fig. 30

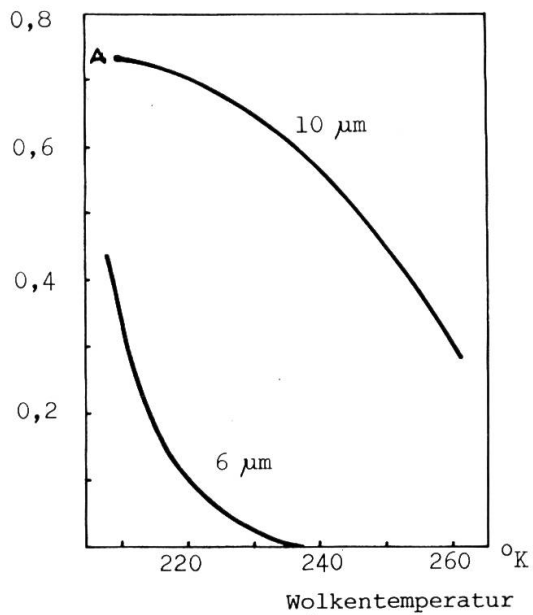


Fig. 28: Albedo ($0,7 \mu\text{m}$) von Cirruswolken als Funktion des Zenitwinkels für verschiedene Wolkendicken (LIOU, 1973:1416).

Fig. 29: Die Abhängigkeit der Himmelsstrahlung vom Bewölkungsgrad bei tiefer, mittelhoher und hoher Bewölkung in Prozent des Wertes bei klarem Himmel (BENER, 1962:454).

Fig. 30: Berechnete Transmission einer Cirrus-Wolke im $10\text{-}\mu\text{m}$ - und $6\text{-}\mu\text{m}$ -Kanal als Funktion der Wolkentemperatur ($^{\circ}\text{Kelvin}$) (nach FRITZ und RAO, aus SCHENK, 1973:110).

diesen Voraussetzungen durchquert nach Fig.30 (Kurve A) immer noch ein beträchtlicher Teil der terrestrischen Emission die Wolken-schicht. D.h., dass sich die langwellige Strahlung im Bereich der Cirren zu einem grösseren Teil aus terrestrischer Emission und nur zu einem kleineren Teil aus der Eigenstrahlung der Wolke zusammensetzt.

Andrerseits müsste eine Ci-Wolke solcher Mächtigkeit nach Fig. 28 auch im VIS-Bereich erkennbar sein. Eine Charakterisierung der Bewölkung, die zum grossen Unterschied zwischen IR- und VIS-Bild führt ist demnach nicht ganz eindeutig möglich. Am ehesten kommen dazu Ci-Bänke mittlerer Mächtigkeit, sowie Uebergangsformen von Cirren zu Cirrostraten und Cirrocumulidecken in Betracht.

10. ZUSAMMENFASSUNG VON TEIL 2.

In diesem Teil der Arbeit wird von der Schwierigkeit ausgegangen, mit denen Bewölkungsinterpretationen aufgrund der vorwiegend im sichtbaren Spektralbereich aufgenommenen Wettersatellitenbilder infolge stellenweise hoher Untergrundalbedo konfrontiert werden. Dabei stellt sich die Frage nach der Verwendbarkeit von IR-Bildmaterial für Bedeckungsangaben, die in folgendem Sinn beantwortet werden kann:

1. Objektive Vergleichsmessungen des Bedeckungsgrades mit Hilfe eines semiautomatischen Bildinterpretationsgerätes ergeben eine Differenz zwischen beiden Spektralbereichen, wobei im Mittel das IR-Bild den doppelten Bewölkungsgrad gegenüber dem VIS-Bild aufweist. Der Schwankungsbereich der Abweichungen ist weitgehend eine Funktion des Bedeckungsgrades selbst und der Wolkenart. Bei kleingekammerten Wolkensystemen und Bedeckungsklassen bis 10 % über einer Versuchsfläche von rund 100 x 500 km² schwanken die Abweichungen im Bedeckungsgrad beider Bilder am stärksten.
2. Ueber längere Beobachtungsperioden decken sich die relativen Schwankungen des Bedeckungsgrades weitgehend, wenn Boden- und Satellitenbeobachtungen miteinander verglichen werden. An Einzeltagen dagegen sind keine systematischen Abweichungen mehr zu erwarten. Die Ursachen liegen in der Subjektivität der Einzelbeobachtung (Schätzung), im täglich wechselnden Zeitunterschied zwischen Stations- und Satellitenbeobachtung und in der unterschiedlichen Perspektive der beiden Standorte. Für Einzeluntersuchungen müssen diese Fehlerquellen eliminiert werden. Dabei ist eine Umwandlung der einen Projektion in die andere in jedem Fall unerlässlich, was mit rel. einfachen Hilfsmitteln geschehen kann.
3. Die Intensität der direkten Sonnenstrahlung ist ein gutes Mass für die Transparenz der Atmosphäre. Während unserer herbstlichen Untersuchungsperiode (Okt./Nov.) im Hoggar war - in Uebereinstimmung mit langjährigen Beobachtungen - die Strahlungsabsorption durch Staub sehr gering, so dass diese Einflüsse als Ursache der Bedeckungsunterschiede (VIS/IR) ausgeschlossen werden konnten.

4. Der Einfluss der Bewölkung auf die spektrale Reflexion, Transmission und Absorption wird bestimmt durch die Wolkenart, deren optische Dichte, die Wolkentemperatur und durch den Sonnenstand, bzw. den Emissionswinkel. Dabei ergeben sich teilweise recht schwer erklärbare Unterschiede zum bildlichen Befund, die nur auf ziemlich einschränkende Randbedingungen zurückgeführt werden können: nicht allzutief temperierte Cirrusbewölkung rel. geringer optischer Dichte, die die kurzwellige terrestrische Albedo kaum, die von der Erde ausgestrahlte Wärmestrahlung etwas stärker zu absorbieren vermag. Cirren und die Kombination Cirren/Alto-cumuli sind für die effektive Bewölkungsgradunterschiede hauptverantwortlich.
5. Für Zirkulationsuntersuchungen sind IR-Bilder geeigneter als VIS-Bilder, da die grössere Bewölkungsausdehnung eine Rekonstruktion des Windfeldes im Wolkenniveau erleichtert, und die verschiedenen Bewölkungsstockwerke leichter differenzierbar sind.
6. Für Bestimmungen des Bedeckungsgrades ergibt die Verwendung von VIS-Bildern die günstigeren Resultate. Im IR-Bild ist der Einfluss der Cirrus-Bewölkung auf den Bedeckungsgrad zu gross.