

14. KONGRESS DER INTERNATIONALEN GESELLSCHAFT FÜR PHOTOGRAMMETRIE
HAMBURG 1980

KOMMISSION VII ARBEITSGRUPPE 7

P r e s e n t e d P a p e r

P.LOHMANN

Sonderforschungsbereich 149, Vermessungs- und Fernerkundungsverfahren an
Küsten und Meeren

DIGITALE KORREKTUR VON THERMALAUFNAHMEN AUS MITTLEREN HÖHEN VON
KÜSTENNAHEN WASSERFLÄCHEN

Kurzfassung

Es werden zwei unterschiedliche Korrekturverfahren diskutiert. Das eine Verfahren benutzt einen Polynomansatz und transformiert die aus der Luft aufgenommenen strahlungsäquivalenten Temperaturen auf solche, die 'in situ' am Boden gemessen wurden. Beim zweiten Verfahren werden atmosphärische Korrekturen (Transmission und Eigenstrahlung) an den Originaldaten angebracht und die Genauigkeit an unabhängigen Bodenkontrollmessungen überprüft. Beide Verfahren sowie die Korrektur der Videodaten lassen sich an einem Minicomputer programmieren.

1. Einleitung

Bisherige Messungen der Wasseroberflächentemperatur mit Widerstandsthermometern, Thermoelementen und Schöpfthermometern lieferten nur Punktmessungen, die kaum für größere Flächen repräsentativ waren.

Wasser zeichnet sich dadurch aus, daß es fast ein neutraler Schwarzkörperstrahler ist. Lassen sich seine thermalen Strahlungswerte nun auch quantifizieren, so können sie gut mit existierenden Strömungs- und Wärmeleittheorien verbunden werden, um die mathematischen und physikalischen Modelle der Wasserwirtschaft zu unterstützen.

1.1. Datenerfassung

Die Befliegungen fanden mit einem BENDIX M²S Multispektralabtaster im Raum Wilhelmshaven parallel zur Küste statt (Bild 1). Als Flughöhen bei dem untersuchten Material wurden 300, 500 und 1600 m verwendet. Der BENDIX M²S besitzt einen thermischen Kanal im Wellenlängenbereich von 8-14 μ m (Bild 2), also in einem Bereich der nahezu frei von atmosphärischer Absorption des Wasserdampfs und CO₂ ist - ein sogenanntes 'Atmosphärisches Fenster'. Parallel zu den Befliegungen wurden Kontrollmessungen mit Strahlungs- und Schöpfthermometern vom Boot aus durchgeführt. Parallel dazu wurden atmosphärische Parameter, wie Luftfeuchtigkeit, Druck, Wind etc. von Land oder in Vertikalprofilen vom Hubschrauber aus gemessen. In Bild 1 ist die Lage der Kontrollmeßpunkte mit eingezeichnet. Die Position der Schiffsmeßstellen wurde teils von Land aus durch Einschneiden, teils mit Navigationsmethoden wie Radar oder Decca aus bestimmt.

1.2. Störeinflüsse und Korrekturverfahren

Ein Vergleich der an der Wasseroberfläche gemessenen Temperaturen mit den im Flugzeug mit dem Bendix M²S Multispektralscanner aufgenommenen Strahlungstemperaturen ergab Differenzen zwischen diesen beiden von 2-3,5⁰C. Ursache für diese großen Abweichungen können zum einen in einer etwaigen Fehlkalibrierung des Scanners (in Tab.1 als innerer Störeinfluß aufgeführt) liegen, zum anderen aber auch auf äußere Einflüsse, wie in Tab.1 dargestellt, zurückgeführt werden. /1,2/

Tab.1: Störungseinflüsse bei Abtastung im thermischen Kanal mit dem Bendix M²S

<u>Störeinflüsse</u>	
<u>Innere</u>	<u>Äußere</u>
Fehlkalibrierung der Schwarzkörper	Gegenstrahlung der Atmosphäre
Temperaturkonstanz der Schwarzkörper $\pm 0,25^{\circ}\text{C}$	Absorption der Luftschicht h_G mehrere $^{\circ}\text{C}$
Elektronisches Rauschen (maxim. Temperaturauflösung $0,1^{\circ}\text{C}$)	Emission der Luftschicht h_G mehrere $^{\circ}\text{C}$
	Reflexion der Sonnenstrahlung
	Flugdauer (Änderung d. Atmosphäre)
	Flughöhe (weiterer Weg für Seitwärtsstrahlen)
	Änderung des Emissionsvermögens des Wassers mit zunehmender Verschmutzung (01)

Beide Einflüsse - innere und äußere - sind *à priori* nicht voneinander zu trennen.

Ein Weg zur Korrektur von Thermaldaten kann z.B. darin bestehen, die Strahlungswerte streng nach einem physikalischen Modell zu reduzieren, unter Verwendung von Daten aus Radiosondenaufstiegen und anderen meteorologischen Messungen /2/.

Ein anderer Weg, der nur aufgezeigt werden soll, ist einer, der sogenannte 'Thermale Paßpunkte' verwendet. Er wird sicherlich auf Wasserflächen beschränkt bleiben müssen.

2. Näherungsverfahren zur Korrektur von Thermalaufnahmen über thermale Paßpunkte

Erste Auswertungen des Datenmaterials zeigten einen sehr unangenehmen Effekt für die Interpretation der Bilddaten, nämlich einen ziemlich starken Licht- bzw. Intensitätsabfall im thermischen Kanal quer zur Flugrichtung (Abb.3). Es liegt nun die Annahme nahe, daß dieser Intensitätsabfall vom längeren Weg $S+\Delta s$ der Seitwärtsstrahlen durch die Atmosphäre herrührt. Untersuchungen zeigten nun, daß der Betrag des Intensitätsverlusts nicht konstant ist. Er ändert sich von Befliegung zu Befliegung bei sich ändernden atmosphärischen Bedingungen /2/. Versuche ergaben, daß für kleine Gebiete eine grobe Korrektur nach (1) in Abb.4 möglich ist. Bei Anwendung nur des ersten Teils der Formel, also ohne die Exponentialfunktion bekommt man eine Überkorrektur an den Bildrändern. Durch Multiplikation mit einem Term der Form e^k ändert sich dies und die Ergebnisse sind befriedigend. Den Wert von k kann man bei homogenen Oberflächen oder anderen Testflächen bekannter Temperatur leicht aus der Beziehung (2) in Abb.4 ermitteln. Ein Beispiel für die Wirkung dieser Korrektur ist in Abb.5 dargestellt.

Nach Abb.6 existieren demnach zwei Modelle, ein Geländemodell bestehend aus Rechts-, Hoch- und Temperaturwert, sowie ein Bildmodell aus Zeilen-, Spalten- und Strahlungstemperaturwert. Danach sind zwei Transformationen nötig:

1. Beide Modelle müssen geometrisch aufeinander bezogen werden. Es muß also eine geometrische Transformation vom Bild- ins Geländemodell stattfinden, wozu man identische Punkte in beiden Modellen benötigt. Es sind dies die geometrischen Paßpunkte.
2. Die Strahlungswerte des Scanners müssen auf die Kontrollwerte, die am Boden gemessen wurden, reduziert werden, also eine radiometrische Transformation. Hierzu benötigt man radiometrisch identische Punkte in beiden Modellen.

Damit ergibt sich der in Abb.7 dargestellte Ablauf in der Datenauswertung. Die Bodenmessungen werden zunächst auf den Überfliegezeitpunkt interpoliert. In der Filmabspielung der Scannerdaten werden dann an einem Komparator die Bildkoordinaten von geometrischen Paßpunkten ausgemessen. Ihre Landeskoordinaten können z.B. einer topographischen Karte entnommen werden. Im nächsten Schritt erfolgt die Ermittlung der Abbildungsgleichungen /3/, um mit ihnen und den Landeskoordinaten der Bodenmeßstellen deren Bildkoordinaten, also Zeilen und Spaltenadresse, zu ermitteln. Daran schließt sich eine Berechnung der Temperatur aus den aufgezeichneten Grauwerten und Eichwerten der Schwarzkörper nach:

$$T_{ji} = T_{B1j} + \frac{T_{B2j} - T_{b1j}}{G_{B2j} - G_{B1j}} (G_{ji} - G_{B1j}) \quad (1)$$

T_{ji} = Temperaturwert i = Pixelnr. in Scanzeile j

$T_{B2/B1}$ = Temperaturwert Schwarzkörper 1/2

$G_{B2/B1}$ = Grauwert Schwarzkörper 1/2

Diese Zeilenweise Transformation ist notwendig, da bei einer ersten Analyse der aufgezeichneten Temperaturen der geräteinternen Schwarzkörper eine Schwankungsbreite von über 3°C während einer Zeitdauer von 10 min zu beobachten war.

Die Differenzen zwischen Bodenwerten und Scannerwerten werden dann ausgeglichen nach der Methode der kleinsten Quadrate.

Es wird hier ein Polynomansatz durchgeführt, um die Flugzeugmessungen zu verbessern, d.h. sie auf die Bodenwerte zu transformieren. Ist die Funktion bestimmt, kann eine geometrische und radiometrische Entzerrung des Gesamtbildes vorgenommen werden, deren Ergebnis ein Bild oder auch eine Isothermalkarte sein kann /4/. Zur Untersuchung gelangten Polynome 1. bis 4. Grades, die aber kaum in dem Temperaturbereich des Wassers Unterschiede zeigten. Bei Verwendung eines linearen bis quadratischen Ansatzes waren die Restfehler an den Kontrollpunkten am geringsten.

3. Verfahren der atomosphärischen Korrektur

Die von einem Radiometer (Scanner) empfangene Strahlung läßt sich durch die Gleichung (2) Ausdrücken (s.auch Abb.8).

$$S_H = \omega \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi_{\lambda} \epsilon_{\lambda} E_{\lambda}(T) \zeta [H] d\lambda \quad : \text{Wärmestrahlung der Erdoberfläche (gesuchte Größe)} \quad (2)$$

$$\begin{aligned}
& + \omega \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi_{\lambda} \cdot (1 - \epsilon_{\lambda}) \frac{1}{\pi} (G_{\lambda} + \Omega_{\theta} E_{\lambda}(\theta)) \tau_{\lambda} [H] d\lambda : \text{Gegenstrahlung der Atmosphäre u. reflektierte Sonnenstrahlung (Störung der Meßgröße)} \\
& + \omega \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_H^0 \phi_{\lambda}^0 E_{\lambda}(T_L[h]) \frac{\partial \tau}{\partial h} dh d\lambda : \text{Emission der zwischen Objekt und Flugzeug liegenden Luftschicht (Störung der Meßgröße)} \\
& + \Delta I : \text{Innerer Störeinfluß des Sensors (Fehlkalibrierung der Schwarzkörper, Tempinkonstanz d. Schwarzkörper, elektronisches Rauschen)}
\end{aligned}$$

mit:

- ω = Öffnungswinkel des Meßgeräts
- ϕ_{λ} = spektrale Empfindlichkeit des Meßgeräts
- E_{λ} = Planck'sche Strahlung
- $\tau_{\lambda}[H]$ = Transmission der Luftschicht der Dichte H
- ϵ_{λ} = Emissionsvermögen
- G_{λ} = Gegenstrahlung der Atmosphäre
- Ω_{θ} = Raumwinkel der Sonne
- $T_L[h]$ = Lufttemperatur in der Höhe h

Die dem eigentlichen Signal überlagerten Größen müssen bestimmt werden. Dies geschieht einerseits durch direkte Messung oder durch die Anwendung von bestehenden Modellen.

Zu diesem Zweck wurde ein bereits bestehendes Computerprogramm ausgewählt und für die Belange der Fernerkundung mit dynamischen Sensoren modifiziert. Vorteil dieses Programms ist es, daß nicht nur bereits festgelegte Modelle in ihm verwirklicht sind, sondern daß eigene meteorologische Messungen (Temperatur, Feuchte, Druck, Sicht etc.) die in dem Programm vorhandenen digitalen Atmosphärenmodelle auf die tatsächlichen Zustände korrigieren. Erste Tests haben gezeigt, daß Messungen der Transmission (z.B. für die vier LANDSAT-Kanäle) mit Radiometern und Berechnungen mit dem Programm gut übereinstimmen.

Es handelt sich um das Programm LOWTRAN 3 der "Air Force Cambridge, Research Laboratories (OP), Massachussetts". Im folgenden wird eine kurze Beschreibung des veränderten Originals gegeben.

Das Programm LOWTRAN 3 berechnet die Transmission der Atmosphäre im Bereich von 0,25 bis 28,5 μm mit einer spektralen Auflösung von 5 μm . Das Programm erlaubt die Wahl zwischen sechs Atmosphärenmodellen, je nach Jahreszeit und

geographischer Breite und dies vom Meeresspiegel bis 100 km Höhe. Die Modellatmosphären entsprechen der U.S.Standard-Atmosphäre von 1962 und fünf ergänzenden Modellen und zwar:

- Tropisch (15°N),
- Sommer in mittleren Breiten (45°N, Juli),
- Winter in mittleren Breiten (45°N, Januar),
- Sommer in nördlichen Breiten (60°N, Juli) und
- Winter in nördlichen Breiten (60°N, Januar).

Die unterschiedlichen Modelle liegen digitalisiert in 1 km-Schritten von 0 bis 25 km, 5 km-Schritten von 25-50 km, dann 75 km und 100 km Höhe direkt vor.

Wasserdampf und Ozonhöhenprofile sind in den Modellen integriert. Die Wasserdampfdichten der U.S.Standard-Atmosphäre von 1962 entsprechen einer relativen Feuchtigkeit von 50 % für Höhen bis zu 10 km, wohingegen die relative Luftfeuchtigkeit in den anderen Modellen mit der Höhe abnimmt, und zwar von 80 % in Meereshöhe auf 30 % in 10 km Höhe. Zusätzlich zu den hier vorhandenen Modellen hat man die Möglichkeit, eine eigene Modellatmosphäre zu erstellen. Dies kann durch Einführung von Radiosondendaten und anderen meteorologischen Messungen geschehen, oder aber dadurch, daß man verschiedene Teile der vorhandenen sechs Atmosphären miteinander kombiniert.

Des Weiteren sind zwei Dunstmodelle in dem Programm enthalten. Molekulare Absorption und Streuung sowie Aerosolextinktion werden berechnet. Ebenso werden Effekte, verursacht durch Refraktion und Erdkrümmung, berücksichtigt. Für dynamische Sensoren (Abtaster) variiert nun der Zenitwinkel im Abtasterbereich. D.h. es muß für jeden Punkt einer abgetasteten Linie ein Transmissionswert berechnet werden. Eine Korrektur der Abtasterdaten im sichtbaren, als auch im thermalen Bereich würde dann möglich sein.

Danach läßt sich für alle 11 Kanäle der Transmissionsgrad nach der Formel

$$\tau_i = \frac{\int_{\Delta\lambda_i} T(\lambda) B(\lambda_T) d\lambda}{\int_{\Delta\lambda_i} B(\lambda_T) d\lambda} \quad (3)$$

mit $B(\lambda_T)$: Strahlungsfunktion des schwarzen Körpers für die Temperatur T.

$T(\lambda)$: Transmissionsgrad aus LOWTRAN 3

bestimmen. Ein Beispiel dafür ist in Abb.9 gegeben.

Damit ist der erste Term von Gleichung (1) gefunden. Der zweite Term kann bei der Fernerkundung von Wasserflächen im Bereich zwischen 8-13 um vernach-

lässigt werden. Bei einem Emissionsvermögen von $\epsilon_\lambda = 0,95$ einer Sonnentemperatur von 6000^0K beträgt die reflektierte Sonnenstrahlung bei einer Wellenlänge von $10 \mu\text{m}$ nur $0,005 \text{ W/cm}^3 \text{ sr}$, während bei $2 \mu\text{m}$ bereits $1,7 \text{ W/cm}^3 \text{ sr}$ reflektiert wird /2/; d.h. bei kurzen Wellenlängen muß der zweite Term bestimmt werden. Die Bestimmung des dritten Ausdrucks ist möglich einmal durch das Programm, sowie auch durch Radiosondenaufstiege. Den inneren Störeinfluß muß man bei der Kalibrierung des Sensors berücksichtigen oder ihn im nachhinein als systematischen Fehler ausschalten.

Mit dem beschriebenen Programm läßt sich allerdings der spektrale Transmissionsgrad nur für die gesamte Schicht zwischen Abtaster und Oberfläche ermitteln. Auch sind die in den Modellen digitalisierten Schichten für einen Gebrauch bei Flughöhen unter 1000 m kaum anwendbar. Damit ist der Berücksichtigung der höhenabhängigen Transmission $\partial\tau/\partial h$ zur Bestimmung der Emission der zwischen Flugzeug und Erdboden liegenden Luftschicht nur ungenügend Rechnung getragen.

Deshalb wurde für einen Minicomputer ein Programm in FORTRAN IV erstellt, in dem die folgende Korrekturgleichung verwendet wird:

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Phi_\lambda E_\lambda(T(H)) \tilde{\tau}_\lambda(H) d\lambda = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_0^H \Phi_\lambda E_\lambda(T_L(h)) \partial\tau/\partial h \cdot dh d\lambda + \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Phi_\lambda E_\lambda(T(0)) d\lambda \quad (4)$$

- mit: Φ_λ Spektrale Empfindlichkeit des Scanners (s. Abb. 2)
 λ_1, λ_2 untere und obere Grenze des Wellenlängenintervalls
 H Flughöhe
 $T_L(h)$ Lufttemperatur in der Höhe h
 E_λ Planck'sches Strahlungsgesetz
 $\tilde{\tau}_\lambda$ Spektrale Transmissionsfunktion
 $T(H)$ Gemessene Oberflächentemperatur
 $T(0)$ wirkliche scheinbare Oberflächentemperatur, also die zu berechnende Korrekturtemperatur

Als Eingabeparameter dienen

- Anfangs-Endtemperatur, Schrittweite ΔT
- Anfangs-Endwellenlänge, Schrittweite $\Delta \lambda$
- Anfangs- Edscannerwinkel, Schrittweite $\Delta \psi$

sowie für jedes gemessene Niveau:

Lufttemperatur, Höhe, effektiver Wasserdampfgehalt und Taupunkttemperatur.

Als Transmissionsfunktion wurde die von KONDRATYEV /5/ 1972 angegebene verwen-

det, welche die Transmission einer atmosphärischen Schicht als eine Funktion der effektiven absorbierenden Masse dieser Schicht bestimmt. Es wurde hierbei nur die Funktion für Wasserdampf benutzt, da die Absorption aufgrund von Ozon oder CO₂ bei Flughöhen bis zu 1000 m vernachlässigt werden kann.

Durch lineare Regression wird dann für jeden Abtastwinkel eine ausgleichende Gerade der Form

$$T_{\text{korrigiert}} = A * T_{\text{gemessen}} + \Delta T \quad (5)$$

bestimmt, mit der dann die Scannertemperaturen verbessert werden.

Ein Beispiel für die mit einem Hubschrauber in Vertikalprofilen gemessenen höhenabhängigen Parameter, die als Eingangswerte zu dem Korrekturprogramm dienen, ist in Abb.9 dargestellt. Die daraus ermittelte ausgleichende Gerade (hier das Mittel über alle Abtastwinkel) ist in Abb.11 aufgezeigt. Mit dem ermittelten A und ΔT aus (5) wird dann in einem Anwendungsprogramm mit (1) ein korrigiertes Bild erstellt (s.Abb.9 und 12).

4. Ergebnisse

- Ergebnisse des Näherungsverfahrens

In Abb. 10 sind nun die Abweichungen zwischen Boden- und Scannertemperaturen an den radiometrischen Paßpunkten in Form eines Vektorplans dargestellt. Es ist zu erkennen, daß die Differenz Boden-Scannerwert vor der Transformation durchweg positiv ist und im Betrag mehrere Grad Celsius ausmachen kann. Nach der Transformation ist diese Systematik verschwunden und der Betrag der Restfehler sehr viel kleiner. Gleichzeitig dargestellt - hier durch das Zeichen Quadrat - sind die Restfehler an unabhängigen Kontrollpunkten, die nicht zur Bestimmung der Verbesserungsfunktion mit herangezogen wurden.

Insgesamt wurde die Funktion mit 12 Punkten bestimmt und das Ergebnis an 22 unabhängigen Punkten überprüft. Es ergab sich daher für die unabhängigen Kontrollpunkte ein mittlerer Fehler von $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$.

- Ergebnisse der atmosphärischen Korrektur

Abb.11 zeigt die ermittelte Korrekturgerade mit ihrem Schwankungsbereich je nach Abtastwinkel. Gleichzeitig dargestellt ist eine Korrekturgerade, die - mittels von LORENZ /2/ erstellten Korrekturdiagrammen - gewonnen wurde. Beide zeigen eine recht gute Übereinstimmung. Eine Überprüfung der erreichten Genauigkeit mit unabhängigen Kontrollpunkten erbrachte bei Anwendung des modifizierten Programms LOWTRAN 3 (ohne Verwendung eigener Bodenkon-

trollmessungen) eine Genauigkeit von $\pm 0,6^{\circ}\text{C}$ und bei Korrektur mittels des unter 3. aufgeführten Verfahrens der Korrektur laut KONDRATYEV eine Genauigkeit von $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$.

Neben einer Ausgabe des verbesserten Bildes in Bildform (Abb.12) kann auch die einer Isothermaldarstellung gewählt werden (Abb.13). Entsprechende Programme sind hier in Hannover im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 149 am Institut für Topographie und Kartographie entwickelt worden. Es soll hier zum Schluß auf eine Schwierigkeit hingewiesen werden. Diese Schwierigkeit liegt in der Lageunsicherheit von Isothermen bei geringem Temperaturgradienten. Im Bereich der Jade trat bei unseren Befliegungen nur ein maximaler Temperaturgradient von 1°C auf 2 km Entfernung, außer im landnahen Einzugsbereich des Kraftwerks (Abb.12), auf.

5. Zusammenfassung

Es wurden zwei Verfahren zur Korrektur von Thermalaufnahmen dargestellt. Beide Verfahren liefern Genauigkeiten, die für den Endnutzer, also etwa das Küsteningenieurwesen, ausreichend sind. Allerdings unterscheiden sich beide Verfahren erheblich was den Aufwand an Logistik betrifft.

Das Verfahren mit thermalen Paßpunkten bedarf des Einsatzes einer großen Menge von Schiffen und Personal und ist daher sehr teuer und aufwendig. Bei dem Verfahren zur atmosphärischen Korrektur benötigt man Messungen der Atmosphärenparameter in Vertikalprofilen. Dazu sind Radiosondenaufstiege (Kosten: ca. DM 1000,-) oder Hubschraubermessungen (Kosten: 900,- DM/Flugstunde) erforderlich. Es zeigte sich allerdings, daß allein der Einsatz von Modellrechnungen /5/ und die Anwendung von Korrekturtabellen /2/ Genauigkeiten liefert, die für viele Fragestellungen ausreichend sind.

Die Programme zur Berechnung beider hier aufgezeigten Verfahren lassen sich leicht auf einem Minicomputer installieren. Selbst die Korrektur der Digitaldaten ist bei entsprechender Peripherie einfach durchzuführen.

Literatur

- /1/ M.Schroeder, M.Wahl: Erdwissenschaftliches Flugzeugmeßprogramm, ein Beitrag zur Förderung der Fernerkundung, BuL 2/1977 S.34-43
- /2/ D.Lorenz: Die radiometrische Messung der Boden- und Wasseroberflächentemperatur und ihre Anwendung insbesondere auf dem Gebiet der Meteorologie, ZfG 39/1973 S.627-701

- /3/ G.Konecny: Mathematische Modelle und Verfahren zur geometrischen Auswertung von Zeilenabtasteraufnahmen. BuL 5/1976
- /4/ W.Schuhr: Digitale Entzerrung multispektraler Bilder. BuL 5/1976
- /5/ K.Ya.Kondratyev: Radiation Processes in the atmosphere. WMO No.309, 1972
- /6/ J.E.A.Selby, R.A.McClatchey: Atmospheric Transmittance from 0.25 to 28.5 um: Computer Code LOWTRAN 3
AFCRL-TR-75-0255 Environmental Research Papers, No.513

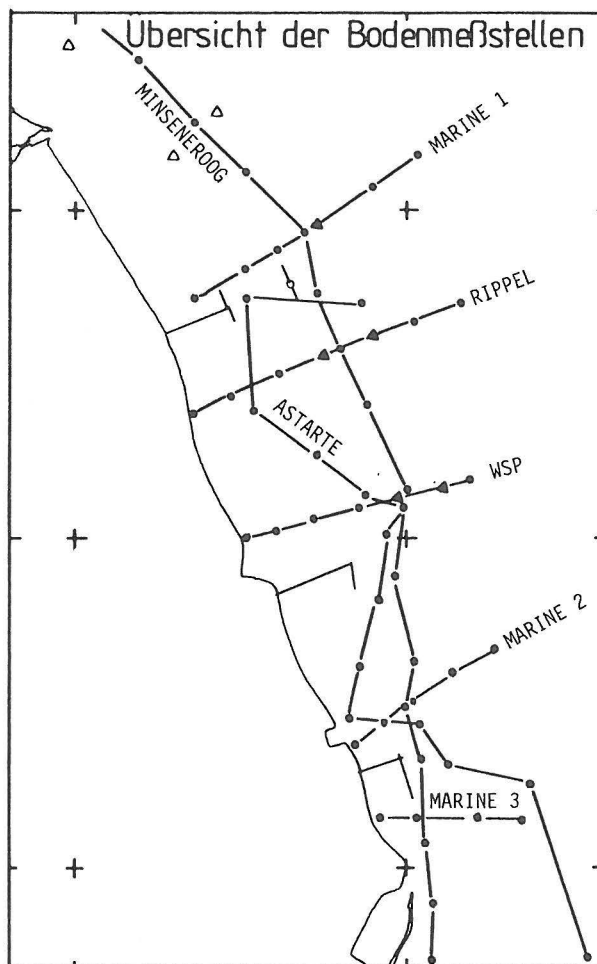


Abb.1: Lage der Bodenmeßstellen

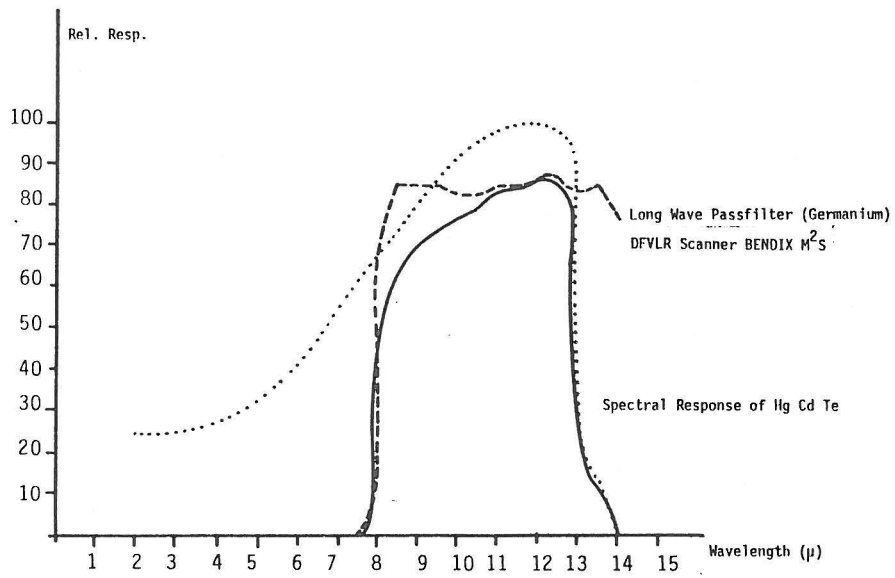


Abb.2: Spectral Response of the system

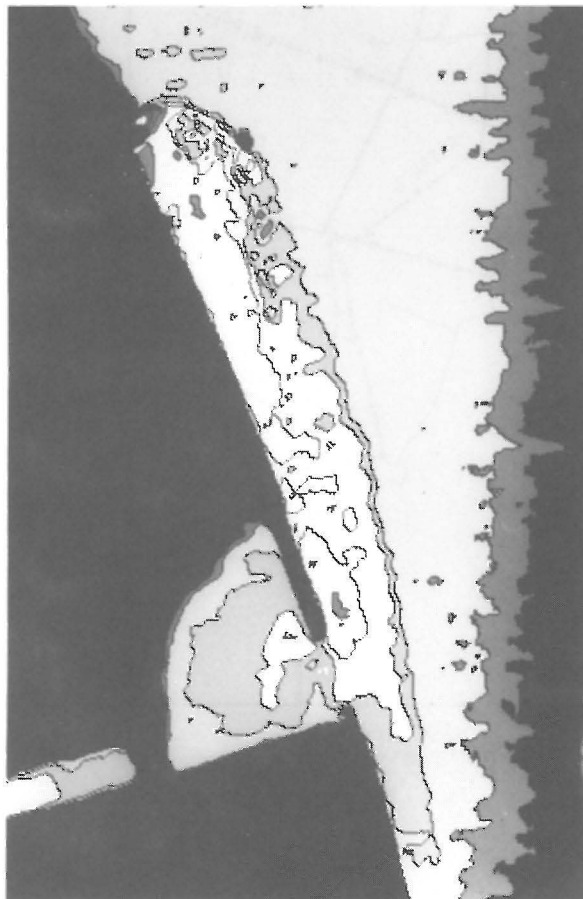
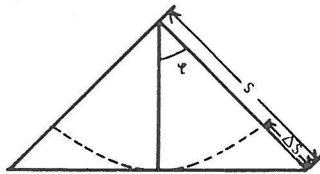


Abb.3: intensitätsabfall quer zur Flugrichtung



$$I' = I \left(\frac{1}{\cos \varphi} \right) \exp(k)$$

- I' = verbesserter Strahlungswert
 - I = gemessener Strahlungswert
 - φ = Beobachtungswinkel
 - k = empirischer Parameter
- $$I = I_{\varphi=0} \left(\frac{1}{\cos \varphi} \right) \exp(k)$$

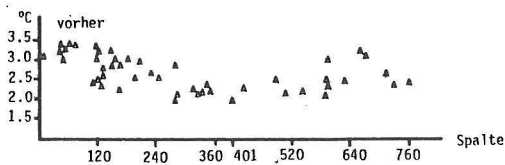
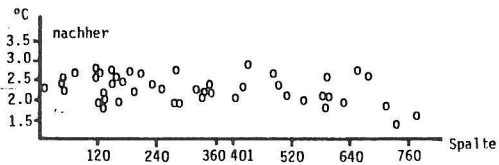


Abb.4

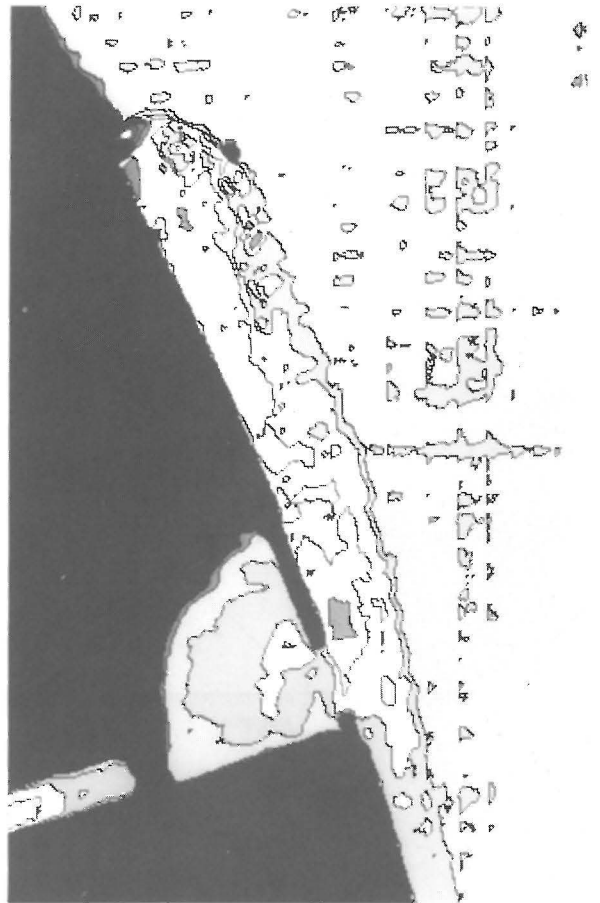


Abb.5: Intensitätsabfall korrigiert

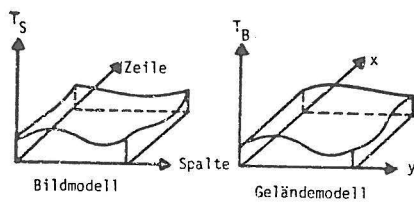


Abb.6

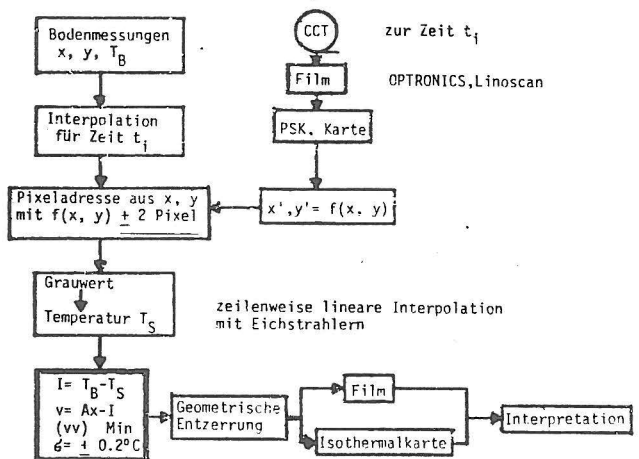
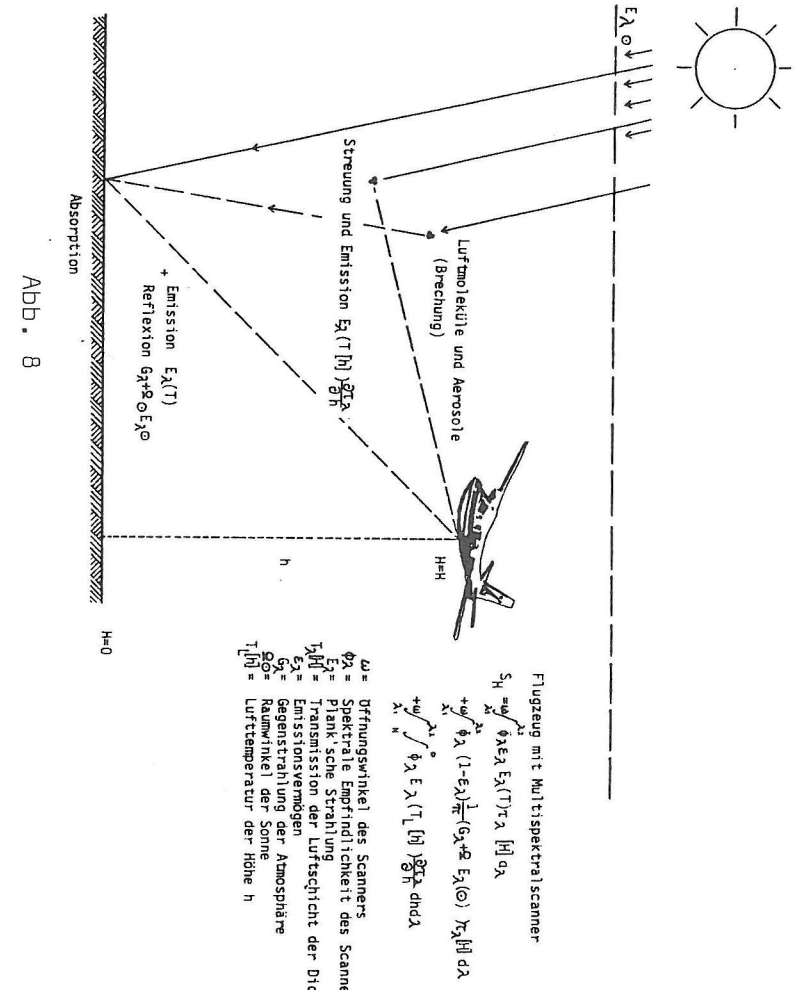
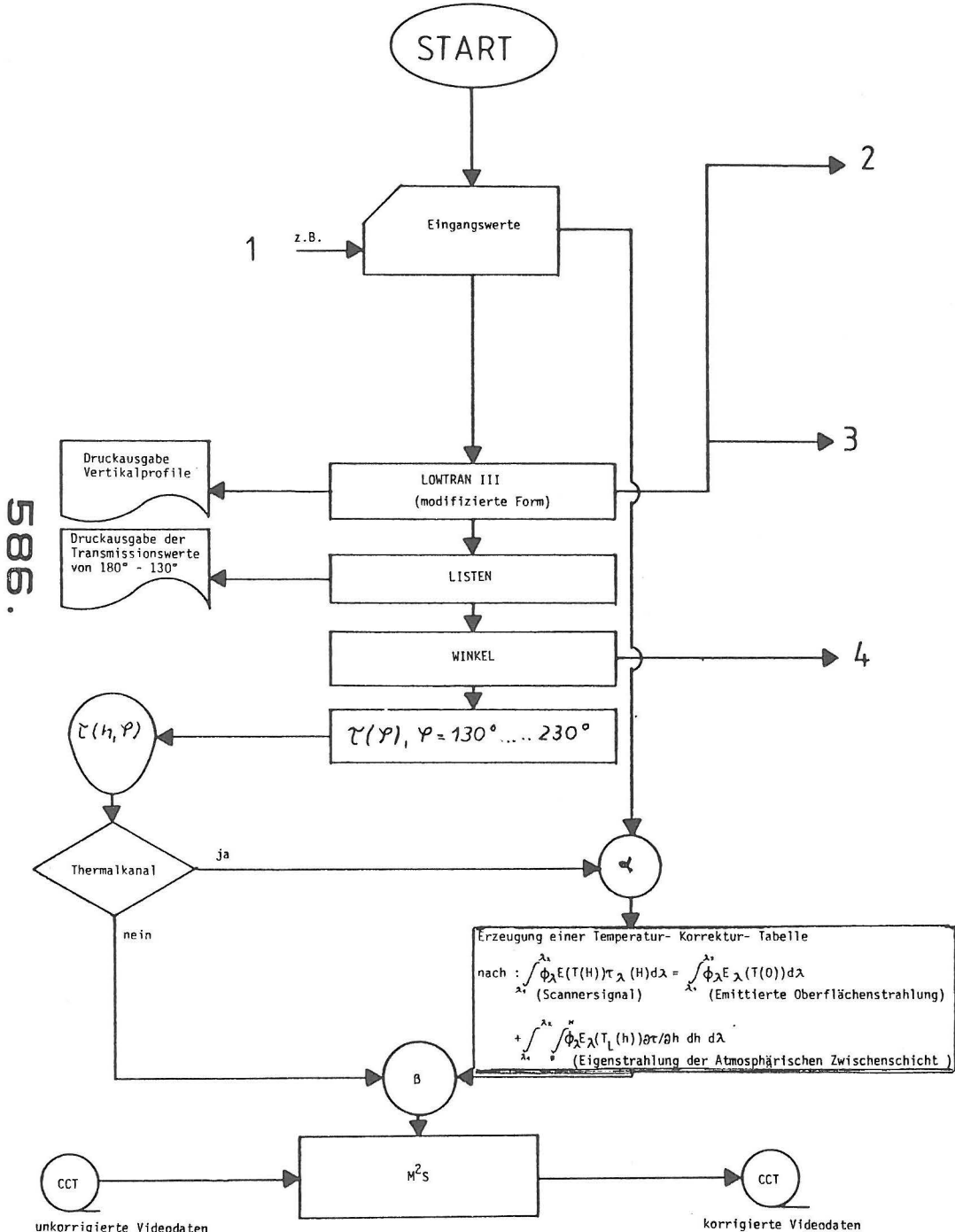
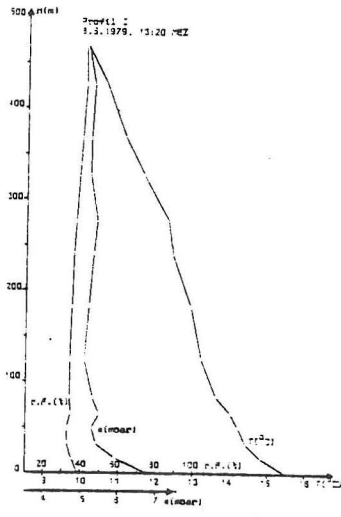


Abb.7: Ablaufplan der Auswertung

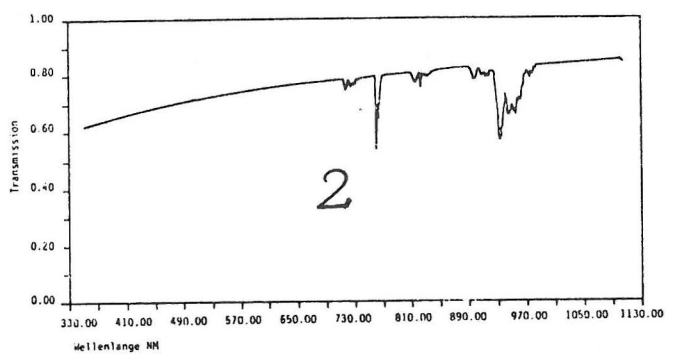
ABLAUF DER AUSWERTUNGEN





PROGRAMM LOWTRAN 3

Höhe H1 : 0.467 KM Theta : 180.000 Grad
 Höhe H2 : 0.000 KM
 Weglänge : 0.500 KM Beta : -0.000 Grad
 Sichtweite : 5.000 KM Temp. : 15.00 Grad Celsius
 Atmosphärenmodell : Neues A. Radiosondmessungen
 Berechnetes Spektrum von 350 NM bis 1105 NM

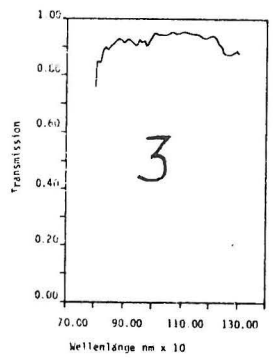


PROGRAMM LOWTRAN 3

Höhe H1 : 0.467 KM Theta : 180.000 Grad
 Höhe H2 : 0.000 KM
 Weglänge : 0.500 KM Beta : -0.000 Grad
 Sichtweite : 5.000 KM Temp. : 15.00 Grad Celsius
 Atmosphärenmodell : Neues A. Radiosondmessungen
 Berechnetes Spektrum von 8000 NM bis 13000 NM

PROGRAMM LOWTRAN 3

Höhe H1 : 0.467 KM Sichtweite : 23.00 KM
 Höhe H2 : 0.000 KM Temp. : 15.00 Grad Celsius
 Atmosphärenmodell : Eigene Met. Messungen (Vertikalprofil)
 Berechnetes Spektrum von 8000 NM bis 13000 NM



Durchschnittlicher Transmissionsgrad

Wellenlängen in NM

350 - 470	: 0.695
475 - 515	: 0.701
475 - 515	: 0.715
520 - 640	: 0.711
560 - 640	: 0.715
640 - 600	: 0.722
640 - 720	: 0.728
670 - 740	: 0.727
710 - 910	: 0.699
925 - 1100	: 0.851
8000 - 13000	: 0.920

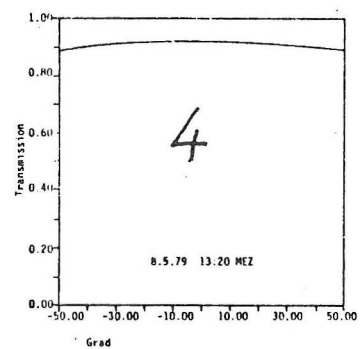


Abb. 9

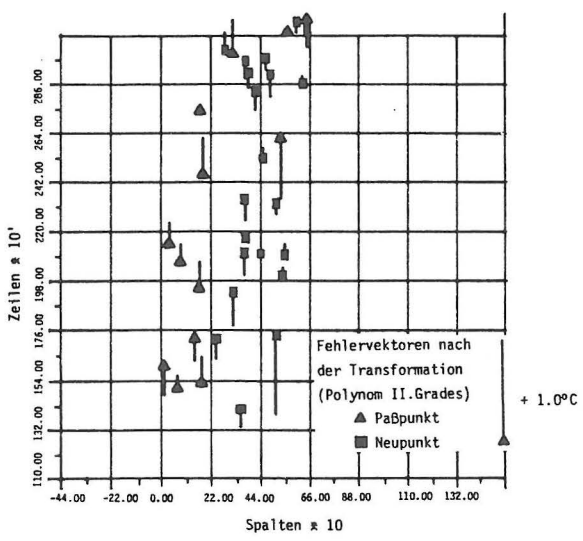
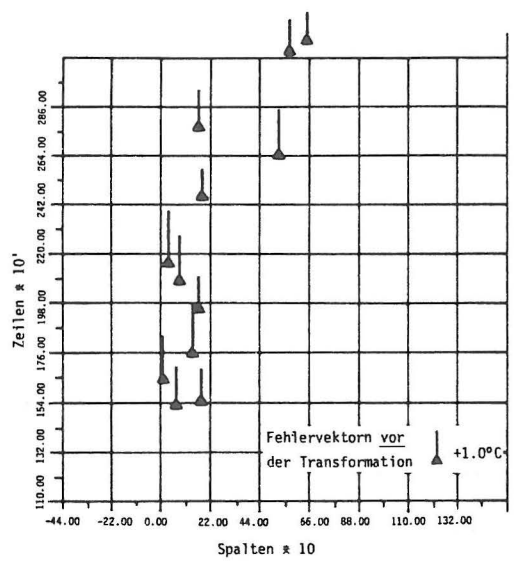


Abb. 10

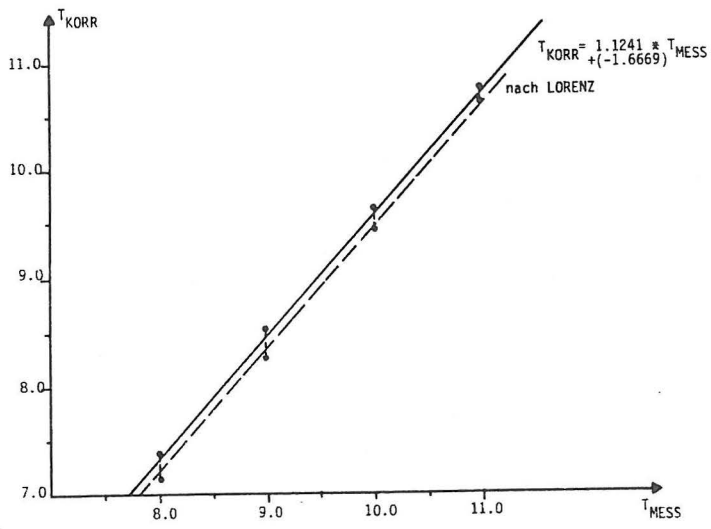


Abb.11: Korrekturgerade

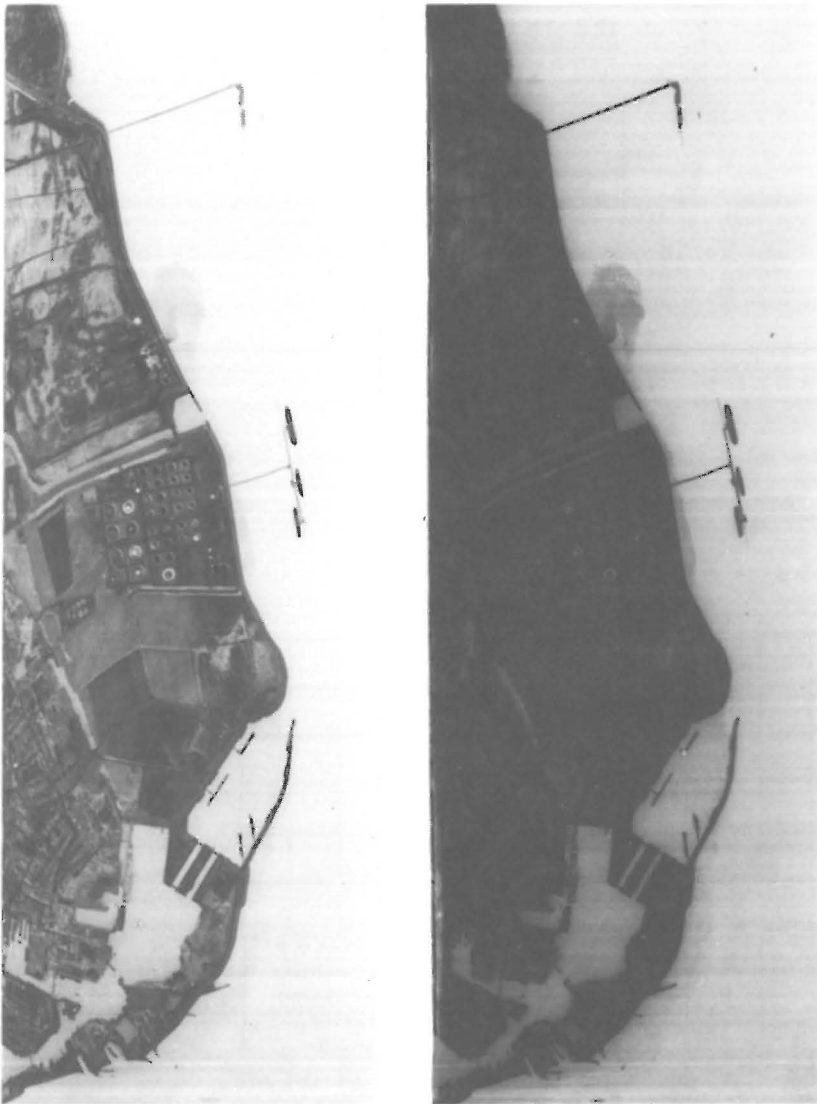


Abb.12: Unkorrigiertes

Korrigiertes Bild



Isothermkarte aus Originalbilddaten
 23/14 PH 6/7 11.59UHR
 x= Bodenmesspunkte
 Δ= Fahrinnenbegrenzung

Abb.13: Isothermkarte