

# menghoogteberekeningen voor het Europese continent, een vergelijkend onderzoek

technische rapporten; TR-113

M. P. Scheele en H. van Dop

## INHOUD

Samenvatting

Parameterlijst

1. Inleiding

2. Menghoogteberekening

2.1 De potentiële temperatuurgradiënt  $\gamma$

2.2 De parameters  $u_*$  en  $L$

2.2.1 Bepaling boven land

2.2.2 Bepaling boven zee

3. Bepaling van menghoogten uit het temperatuurprofiel

4. Evaluatie

4.1 Databestand

4.2 Dataselectie

4.3 Vergelijkingsstudie

5. Resultaten

6. Conclusies

Referenties

App. I Samenvatting van de resultaten

App. II Scatterdiagrammen

App. III Cumulatieve verhoudingsfrequentiediagrammen

App. IV Frequentiediagrammen

## Samenvatting

Drie methoden worden behandeld om uit het temperatuurprofiel de hoogte van de convectieve grenslaag af te leiden. De eerste is gebaseerd op de droog adiabatische methode (Holzworth), de tweede op de aanwezigheid van temperatuurinversies in het profiel en de derde berust op visuele inspectie. De eerste twee bepalingen kunnen eenvoudig m.b.v. numerieke routines worden uitgevoerd. De laatste is arbeidsintensief en uiteraard subjectief. De methodiek is toegepast op radiosonde oplatingen in Europa gedurende vier episoden (ca. 500 gevallen). De hiermee verkregen menhoogten vormen het databestand in deze studie. De verschillende methoden demonstreren dat de menhoogtebepaling verre van eenduidig is. Modelberekeningen van de menhoogte zijn getoetst met dit databestand. De overeenkomst is matig tot redelijk. Zij wordt beter indien eenduidiger selecties van het databestand worden gemaakt en daarmee de toetsing wordt uitgevoerd. De gevoeligheid voor enkele parametrisaties bij de menhoogte berekening is onderzocht (10 m wind, bedekkingsgraad). Deze is in het algemeen klein. Menhoogteberekeningen met het AMT model geven geen betere overeenkomst dan de berekeningen gebaseerd op 1-dimensionale modellen.

## Parameter lijst

C1-C5	constanten
$c_p$	specifieke warmte capaciteit
$Du_*$	correctie $u_*$ voor stabiliteit
$f$	Coriolisparameter
$g$	zwaartekrachtsversnelling
$H$	voelbare warmtestroom
$H_{ad}$	adiabatische bepaalde menhoogte
$K^+$	inkomende straling
$L$	Obukhov lengte
MH	Menghoogte bepaald uit $d\theta/dz$
$N$	bedekkingsgraad
$P$	luchtdruk
$Q_*$	netto straling
$q$	specifieke vochtigheid
$\overline{qw}$	turbulente vochtflux
$R$	specifieke gasconstante
$S$	afgeleide van de dampspanningscurve
$T$	temperatuur
$u_{10}$	windsnelheid op 10 m
$u_*$	wrijvingssnelheid
$z$	hoogte
$z_0$	ruwheidslengte
$z_i$	menhoogte of grenslaagdikte
$z_m$	berekende menhoogte
$\alpha, \beta$	constanten
$\gamma$	vertikale gradient van de potentiële temperatuur
$\phi$	zonnehoek
$\psi$	stabiliteitscorrectie
$\sigma$	Bolzman constante
$\tau$	verhouding tussen molecuulgewicht van water en lucht
$\theta$	potentiële temperatuur
$\theta_*$	temperatuurschaal
$\overline{w\theta}$	turbulente warmteflux

## 1. Inleiding

De menghoogte is een belangrijke parameter in luchtverontreinigingsstudies. Zij geeft de hoogte aan tot waar verontreiniging zich snel verticaal kan uitbreiden en is dus bepalend voor de concentratie van nabij het oppervlak geëmitteerde verbindingen. Aangezien de snelheid van chemische reacties evenredig is met de concentratie, speelt de menghoogte ook een belangrijke rol bij chemische processen in de atmosfeer en de daarmee samenhangende depositieprocessen.

In modellen die de verspreiding (en transformatie) van luchtverontreiniging beschrijven is de menghoogte relevant als de afstanden waarover verspreiding plaats vindt groter zijn dan 25-50 km. In de eerste versies van het EMEP model (Eliassen, 1978) die de verspreiding en depositie van  $\text{SO}_4$  en sulfaat in Europa beschreven, werd als standaardmenghoogte een waarde van 1000 m aangenomen. Dit leidde o.a. tot te lage schattingen van depositie. In latere versies kon de menghoogte als functie van tijd en plaats variëren. Gegevens om de menghoogte te bepalen waren afkomstig van radiosondeoplatingen. Ook in andere (Euleriaanse) modellen (Phoxa, Tadap en Radm (Meinl en Builtjes, 1984; Lamb, 1982, NCAR, 1985)) is de menghoogte een belangrijke parameter, waarvan de bepaling meestal op standaardmethoden uit de literatuur berusten met gebruikmaking van radiosonde gegevens.

Voor de menglaag(hoogte) bestaan verschillende interpretaties. In de context van de verspreiding van luchtverontreiniging verstaan we er de laag onder, waarin door turbulentie - opgewekt door de snelheidsgradiënt van de wind of door dichtheidsverschillen door verwarming van het aardoppervlak - verontreiniging snel verspreid wordt ( $< 1$  uur). De gradiënten in de verticale profielen zijn dan vaak klein en meestal wordt de concentratie in de menglaag dan ook uniform verondersteld. De ervaring leert dat de turbulentie intensiteit op zekere hoogte snel afneemt tot een vrij lage waarde. Deze abrupte overgang "definieert" de begrenzing van de menglaag. Overdag is de menglaag in staat te groeien omdat zowel de snelheidsgradiënt als de "thermiek" bijdragen tot de productie van turbulentie. Zij kan waarden bereiken van ca. 1600 m op gematigde breedtes. 's Nachts werkt de afkoeling van het aardoppervlak remmend op de vorming van turbulentie door "windschering" waardoor de menglaag i.h.a. dunner zal zijn (ca. 200 m) dan overdag.

Bij weinig bewolking is de menglaag overdag herkenbaar aan de constante potentiële temperatuur die het gevolg is van de voortdurende uitwisseling van warmte in de laag door het hoge turbulentie niveau. 's Nachts is de turbulente laag herkenbaar ("menglaag" is hier niet de juiste terminologie aangezien de turbulentiegraad laag is) aan de positieve potentiële temperatuurgradiënt. Hierdoor is het mogelijk om de dikte van de turbulente grenslaag uit het temperatuurprofiel te schatten.

Bij veel bewolking (> 50%) wordt deze schatting gestoord doordat de stralings- en energiehuishouding (en dus ook het temperatuurprofiel) van de grenslaag gecompliceerder worden.

In dit rapport wordt één van de berekeningsmethoden voor de menglaag-hoogte getoetst aan de bepaling van de menghoogte direct uit het temperatuurprofiel. Voor deze laatste methode worden 3 alternatieven beschreven waarvan er een subjectief is. In het volgende hoofdstuk zullen we kort ingaan op de gevolgde berekeningswijze. In hoofdstuk 3 worden de waarnemingen beschreven en de methoden om daar de menghoogte uit te bepalen. Tenslotte worden de diverse methoden met elkaar vergeleken.

## 2. Menghoogte berekening

Voor de berekening van de menghoogte bestaan verschillende modellen, die alle neerkomen op behoud van energie in combinatie met een "entrainment hypothese". We zullen hier uitgaan van een praktische formule die gebaseerd is op het model van Tennekes (1973) en die de groei van de menghoogte zowel door thermische als mechanische turbulentie goed beschrijft (Van Dop et al., 1982). De menghoogtegroei wordt gegeven door

$$\frac{dz_i}{dt} = \frac{\overline{w\theta} \left\{ 1 + 2 C_1 + \frac{2k^2 C_2^2}{C_1} \left( \frac{L}{z_i} \right)^2 \right\}}{\gamma z_i \left\{ 1 - \frac{kC_2 L}{C_1 z_i} \right\}},$$

waarin  $k$  de von Kármán constante is (0.41),  $C_1$  is 0.2,  $C_2$  is 5 en

$$\overline{w\theta} = \frac{-T u_*^3}{k g L}$$

met  $g$  is de zwaartekrachtsversnelling ( $9.82 \text{ ms}^{-2}$ ).

Als beginwaarde kiezen we de nachtelijke grenslaaghoogte volgens

$$z_i = 0.26 * L * \left[ \left( 1 + 1.38 \frac{u_*}{fL} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right],$$

waarin  $f$  de coriolisparameter is ( $1.10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ). (Nieuwstadt, 1981).

Is op het beginstijdstip  $L < 0$  dan wordt de startwaarde geschat uit

$$z_i = 0.2 u_* / f$$

(Van Ulden en Holtslag, 1985).\*

Om onwaarschijnlijke uitkomsten door onnauwkeurige invoerparameters te voorkomen zijn  $\gamma$ ,  $L$  en  $u_*$  als volgt gelimiteerd.

Is  $|L| > 5000$ , dan wordt  $L$  op  $+ 5000$  gesteld. Dit betekent dus dat een overgangsgebied, waar  $1/L \sim 0$ , beschouwd wordt als licht stabiel. De waarde van  $L$  is in stabiele gevallen beperkt tot  $L > 20 \text{ m}$ . In onstabiele gevallen geldt  $L < - 5 \text{ m}$ . Is  $L$  dichterbij  $0$ , dan wordt ze op de positieve resp. negatieve grenswaarde gezet.

De wrijvingslengte  $u_*$  wordt op minimaal  $0.1 \text{ (ms}^{-1}\text{)}$  gezet. De potentiële (stabiele) temperatuur gradient is minimaal  $1.10^{-4} \text{ (Km}^{-1}\text{)}$ . De waarden van  $L$  en  $u_*$  worden bepaald uit (3-uurlijkse) synoptische waarnemingen. Waar nodig worden zij lineair in de tijd geïnterpoleerd. De methoden om  $\gamma$ ,  $L$  en  $u_*$  te bepalen worden nu kort samengevat.

## 2.1 De potentiële temperatuurgradient $\gamma$ .

Met behulp van standaardprogrammatuur worden uit de gearchiveerde radio-sondegegevens de druk en de temperatuur gehaald op de zgn. karakteristieke punten (knikpunten). Voor deze punten wordt eerst de geopotentiële hoogte berekend uit de gemeten druk en temperatuur volgens

$$z_1 = \frac{R}{g} * \left[ \frac{(T_0 * p_1 - T_1 * p_0)}{(p_0 - p_1)} * \ln \frac{p_1}{p_0} + (T_0 - T_1) \right]$$

waarin  $R$  de gasconstante voor lucht is ( $287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) en waarin  $P_0$ ,  $T_0$  en  $P_1$ ,  $T_1$  de druk en temperatuur zijn aan de grond en van het eerste

\* UH85 in het vervolg

karateristieke punt.

Dit herhalen we voor de laag tussen het 1e en 2e karakteristieke punt enz. Uit het zo verkregen  $z - T$  diagram kunnen we op elke hoogte de temperatuur berekenen. We berekenen nu de potentiële temperatuurgradiënt

$$\gamma = \frac{\Delta T}{\Delta z} + \Gamma$$

waarin  $\Gamma$  is het droog adiabatisch verloop is 0.00976 K/m.

Hiermee hebben we het temperatuurverloop als functie van de hoogte in stapjes van 50 m. Enige voorbeelden zien we in figuur 1.

Sondeoplatingen zijn schaars, zodat een sonde voor een groot gebied (veel roosterpunten) moet gelden. We zoeken voor elk roosterpunt de plaats van het dichtstbijzijnde station met een sondeoplatings. We maken echter wel onderscheid tussen land, kust en zee. Voor een kustpunt dus een roostervlak waarin land en zee voorkomt, wordt zondermeer de dichtstbijzijnde sonde gebruikt. Boven land wordt de dichtstbijzijnde sonde boven land genomen. Boven zee de dichtstbijzijnde sonde boven zee, tenzij deze meer dan 500 km weg ligt. Dan wordt de standaardwaarde  $\gamma = 2 \times 10^{-3} \text{ Km}^{-1}$  gebruikt.

We veronderstellen dat het temperatuurprofiel in een roosterpunt gelijk is aan het gemeten of toegekende temperatuurprofiel van 00 GMT van de desbetreffende sonde.

## 2.2 De parameters $u_*$ en $L$

Boven land staat hiervoor een aantal methodes ter beschikking die zijn samengevat in UH85. Boven zee/water worden "bulk relaties" gebruikt.

### 2.2.1. Bepaling boven land

In stabiele omstandigheden schatten we de temperatuurschaal  $\theta_*$  uit

$$\theta_* = 0.09 [1 - 0.5 N^2] ,$$

waarin  $N$  de bedekkingsgraad is. Deze wordt geïnterpoleerd met een door Cats (1985) gegeven procedure.



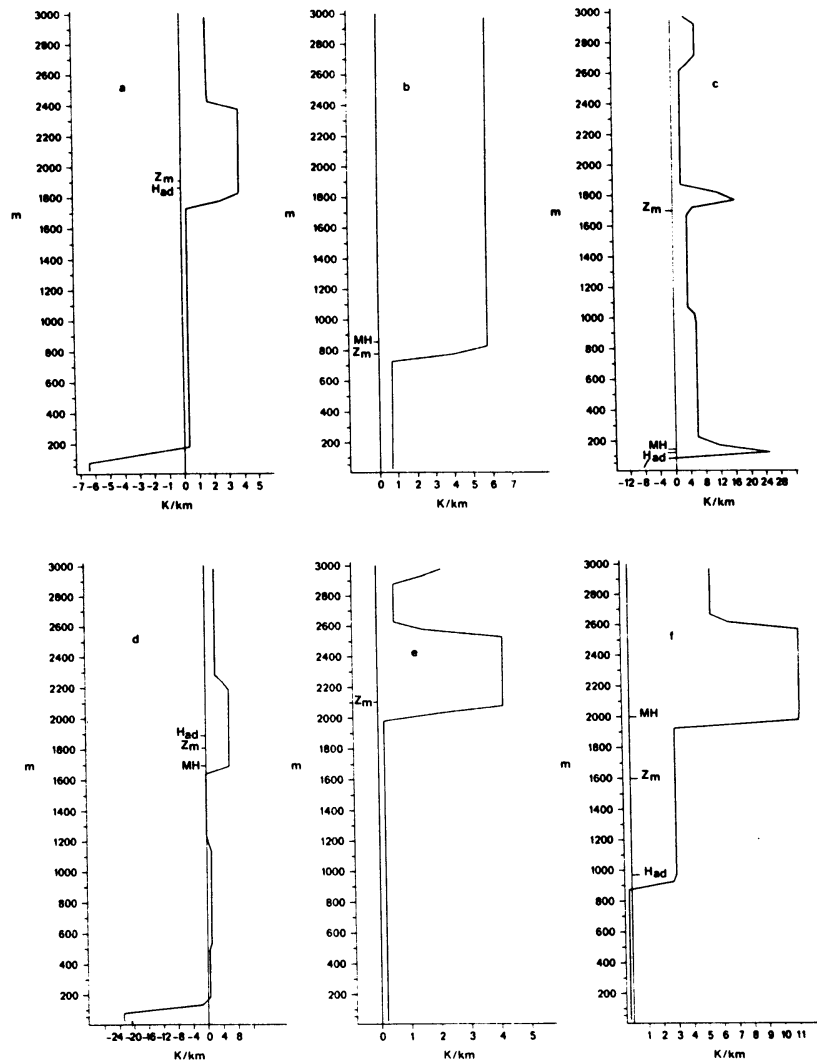


Fig. 1a. Gammaprofiel te Cernovcy op 30 april 1986. De berekende mennghoogte  $Z_m$  en de adiabatisch bepaalde mennghoogte  $H_{ad}$  stemmen overeen. MH wordt niet gevonden.

Fig. 1b. Gammaprofiel te Valentia (Ierland). De berekende mennghoogte  $Z_m$  en MH stemmen overeen. Adiabatisch wordt er geen mennghoogte gevonden.

Fig. 1c. Grammaprofiel te Hemsby. De berekende mennghoogte  $Z_m$  klopt noch met  $H_{ad}$  noch met MH.

Fig. 1d. Gammaprofiel te Stuttgart op 27 april 1986. De berekende mennghoogte  $Z_m$ ,  $H_{ad}$  en MH komen goed overeen.

Fig. 1e. Gammaprofiel te Wenen. Noch  $H_{ad}$ , noch MH wordt gevonden. Toch klopt de betekende waarde  $Z_m$  met het profiel.

Fig. 1f. Gammaprofiel te Valentia (Ierland). De berekende mennghoogte  $Z_m$  ligt tussen  $H_{ad}$  en MH in.

In de schemering (de zonnehoek  $\phi > 0$ , maar de warmteflux  $\overline{\theta w}_0 < 0$ ) geldt:

$$\theta_* = 0.09 (1 - 0.5 N^2) * \left(1 - \left(\frac{\phi}{\phi_0}\right)^2\right),$$

waarbij  $\phi_0$  de zonnehoek is waarbij de warmteflux van teken verandert.

Er wordt onderscheid gemaakt tussen stabiel en onstabiel. Boven land wordt 's nachts altijd stabiel verondersteld. Overdag beslist men op grond van de warmteflux over de stabiliteit. Het is nacht als de zon onder de horizon staat:  $\phi = \leq 0$ .

$u_*$  volgt in principe uit

$$u_* = \frac{1}{2}(u_{*n} + (Du_*)^{\frac{1}{2}})$$

waarin de neutrale wrijvingssnelheid  $u_{*n}$  wordt berekend uit het logaritmische windprofiel. De correctie  $Du_*$  (zie (5)) wordt berekend volgens:

$$Du_* = u_{*n}^2 - \frac{4 \beta k g z \theta_*}{T \ln \left(\frac{z}{z_0}\right)}, \text{ waarin } \beta = 5.$$

Als echter  $Du_* \leq 0$ , dan wordt gebruikt:

$$u_{*k} = 2 \left( \frac{\beta 2 g \theta_*}{T} \frac{k}{\ln \left(\frac{z}{z_0}\right)} \right)^{\frac{1}{2}}$$

waarna  $u_*$  volgt uit  $u_* = \frac{1}{2}(u_{*n} + u_{*k})^{\frac{1}{2}}$ .

De Obukhov lengte volgt tenslotte uit  $L = \frac{T u_*^2}{k g \theta_*}$ .

In onstabiele gevallen wordt  $u_*$  en  $L$  bepaald door middel van iteratie uit de formules

$$u_* = \frac{k u_{10}}{\left(\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi\right)}, \quad L = \frac{-T u_*^2}{k g \theta_*} \text{ en}$$

$$\psi = 2 \ln \left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln \left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2}$$

waarin  $x = \left(1 - 16 \frac{z}{L}\right)^{\frac{1}{4}}$ .

De temperatuurschaal volgt uit de warmteflux aan de grond door

$\theta_* = - \overline{w\theta} / u_*$  en de warmteflux wordt bepaald uit de energie balans aan het aardoppervlak volgens UH85. De hiervoor noodzakelijke gegevens zijn zonshoogte, bedekkingsgraad en oppervlakte temperatuur.

### 2.2.2 Bepaling boven zee

Boven zee berekenen we de voor vocht gecorrigeerde Obukhov lengte volgens

$$L = \frac{- T u_*^3}{kg(\overline{w\theta} + 0.61 T \overline{qw})}$$

De turbulente fluxen schrijven we als:

$$\overline{w\theta} = u_* \theta_* = C_h u_{10} \Delta T$$

en

$$\overline{qw} = q_* u_* = C_q u_{10} \Delta q$$

waarin  $u_{10}$  de 10 m windsnelheid is, en  $C_h$  en  $C_q$  de dragcoëfficiënten voor warmte en vocht. Verder is  $\Delta T = T - T_s$  en  $\Delta q$  het verschil in specifieke vochtigheid vlak boven water en op 2 m. Als we aannemen dat

$$u_* = C_d^{1/2} u_{10} \text{ (ms}^{-1}\text{)}$$

en  $C_h \sim C_q \sim C_d = 1.5 * 10^{-3}$ , dan is L te schrijven als

$$L = \frac{- T u_*^2}{kg \theta_* (1 + 0.61 T \frac{q_*}{\theta_*})}$$

Aangezien  $\theta_*$  en  $q_*$  volgen uit  $\theta_* = \sqrt{Cd} \Delta T$ , vinden we tenslotte

$$L = \frac{- T u_*^2}{kg \sqrt{Cd} \Delta T (1 + 0.61 T \frac{1}{p} S)}$$

waarbij is aangenomen dat de luchtlaag 0-2 m verzadigd is zodat

$$\frac{q_*}{\theta_*} \sim \frac{\Delta q}{\Delta T} \sim \frac{1}{p} S$$

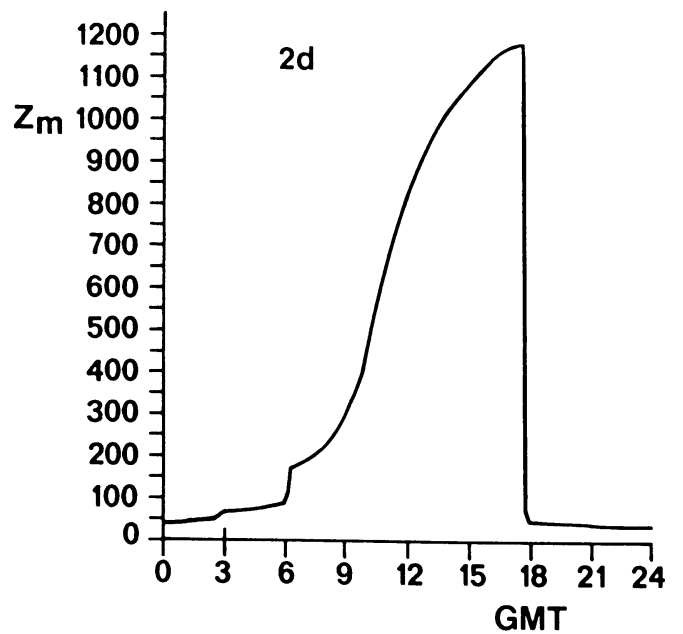
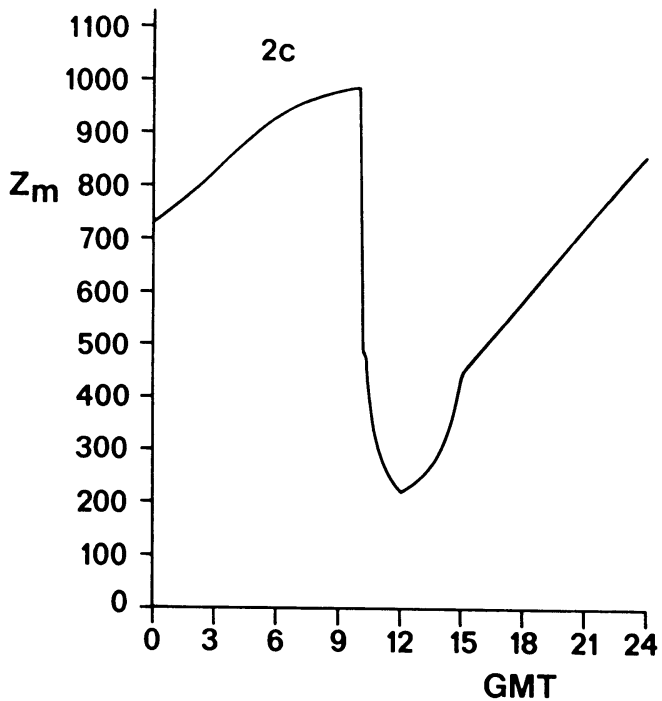
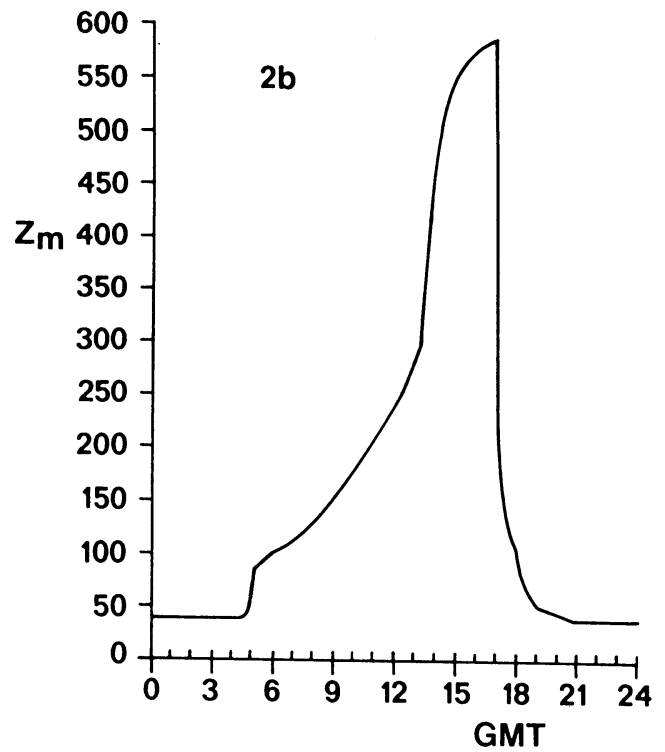
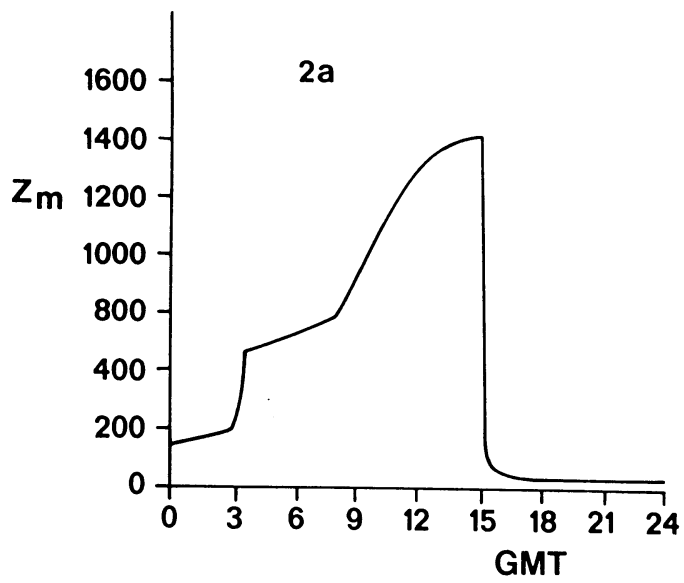


Fig. 2a De berekende menghoogte op 29 april 1986 (Kiev)

Fig. 2b De berekende menghoogte op 29 april 1986 (de Bilt)

Fig. 2c De berekende menghoogte op 27 april 1986 (de Shetland eilanden)

Fig. 2d De berekende menghoogte op 28 april 1986 (de Bilt)

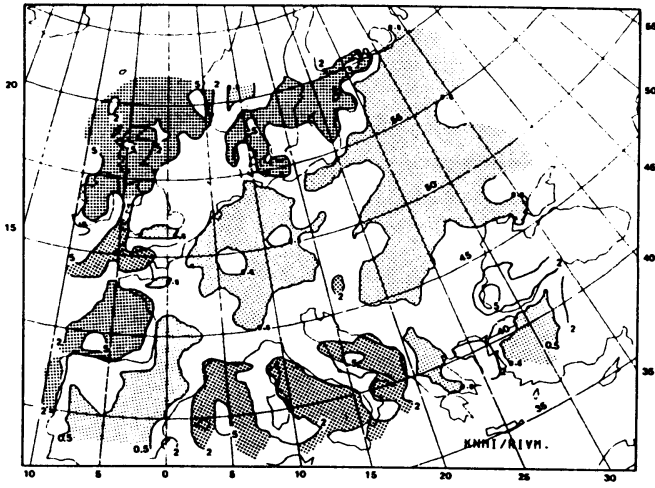
De Obukhov lengte wordt boven zee in het stabiele geval, dus als  $\Delta T > 0$  op minimaal 50 m gesteld (Nieuwstadt, mondeling 1984). Verder wordt  $\Delta T$  gelimiteerd volgens  $-4 \leq \Delta T \leq 2$ . Als  $|\Delta T| < 1 \cdot 10^{-3}$  wordt  $\Delta T = + 1 \cdot 10^{-3}$  K.

De gevraagde basisgegevens zijn dus  $\gamma$  (uit de radiosondes), oppervlakte- c.q. zeewatertemperatuur, luchttemperatuur boven zee, 10 m wind en zonshoogte. Temperatuur en bedekkingsgraad volgen uit synoptische gegevens. De hier gebruikte 10 m wind volgt uit modellen (ECMWF of LAM). Als voorbeeld is in Fig. 2 de dagelijkse gang berekend in de grenslaaghoogte op een aantal locaties in Europa.

De ruimtelijke variatie in de grenslaaghoogte in Europa op 1 mei 1986 is met 3-uurlijkse stappen gegeven in Fig. 3.

0 GMT

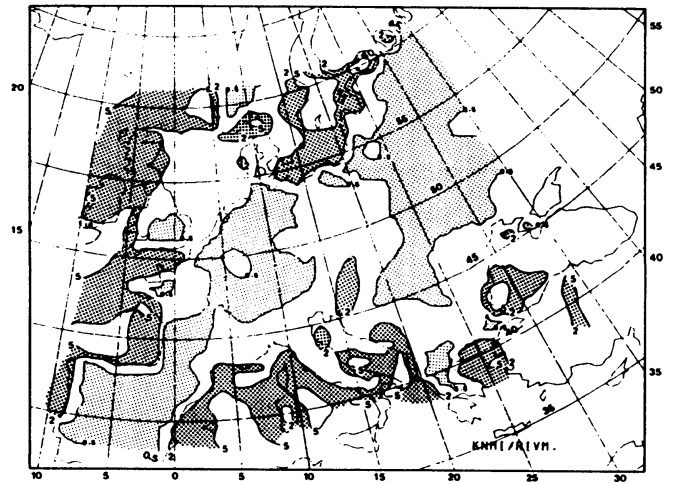
Z<sub>m</sub> IN HECTOMETER.



< 0.5    2-5

3 GMT

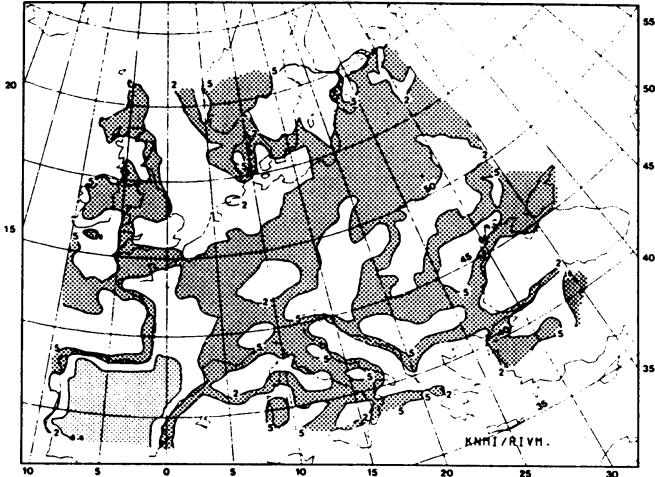
Z<sub>m</sub> IN HECTOMETER.



< 0.5    2-5

6 GMT

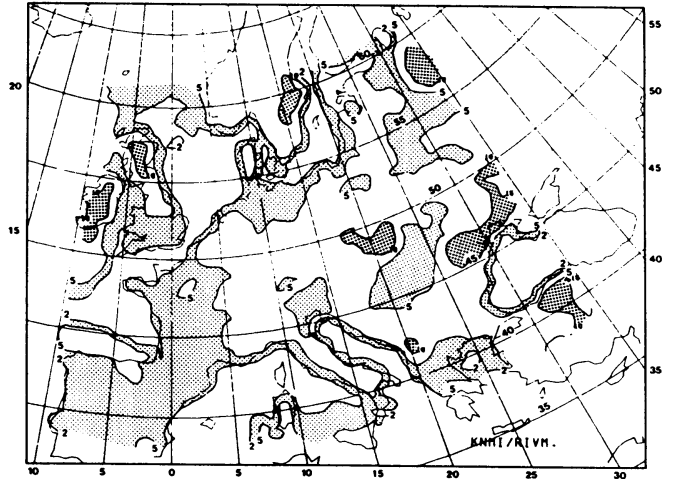
Z<sub>m</sub> IN HECTOMETER.



< 0.5    2-5    10-15

9 GMT

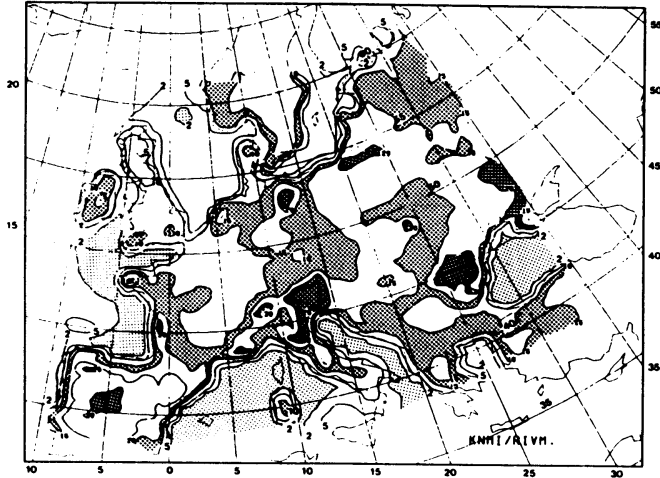
Z<sub>m</sub> IN HECTOMETER.



2-5    10-15

12 GMT

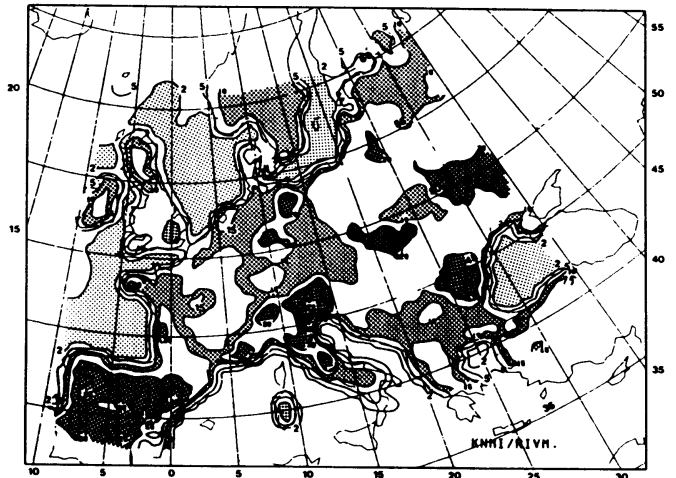
Z<sub>m</sub> IN HECTOMETER.



< 2    10-15    > 20

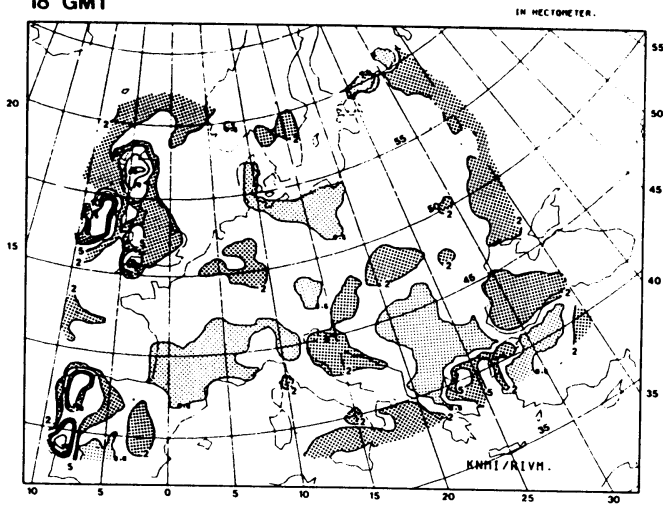
15 GMT

Z<sub>m</sub> IN HECTOMETER.

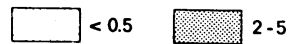
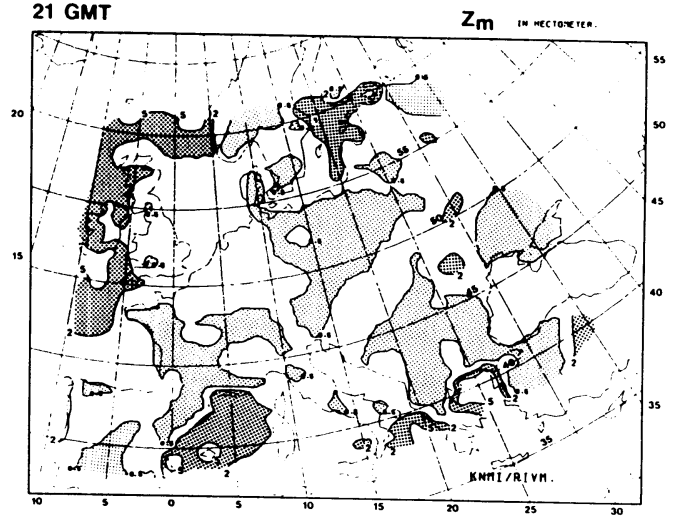


< 2    10-15    > 20

18 GMT



21 GMT



24 GMT

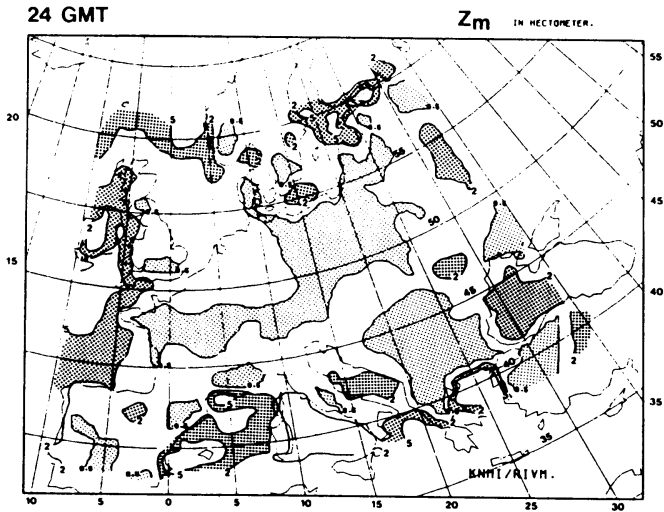


Fig. 3. Isolijnen van berekende mennghoogtes boven Europa op 1 mei 1986.

### 3. Bepalingen van menhoogten uit het temperatuurprofiel

Een klassieke methode om de menhoogte te bepalen is om uitgaande van de temperatuur van de laagste waarneming een "droog adiabatische" kromme te construeren (zie Fig. 4). De hoogte waar deze kromme het temperatuurprofiel snijdt is dan per definitie de menhoogte. Een bezwaar van deze methode is dat vaak het temperatuurprofiel zelf ook een droog adiabatisch verloop heeft, zodat bij afwezigheid van een duidelijke inversie het snijpunt onnauwkeurig te bepalen is. Bij kleine onnauwkeurigheden in de waarnemingen kan het voorkomen dat er in het geheel geen snijpunt gevonden wordt. Dit kan ondervangen worden door bij uitgangstemperatuur een kleine waarde ( $0.5-1^\circ$ ) op te tellen, maar als de gevonden menhoogte erg gevoelig is voor deze toevoeging blijft de bepaling van de menhoogte erg onzeker. Daarom is gezocht naar een alternatieve methode om de menhoogte te bepalen.

Hiervoor construeren we de afgeleide van het temperatuurprofiel en bepalen vervolgens het laagste snijpunt van de curve met een gekozen positieve waarde van de temperatuurgradiënt. Deze waarde is willekeurig en zal op empirische manier bepaald moeten worden. Hier is een waarde gebruikt van  $5 \cdot 10^{-3} \text{ Km}^{-1}$  (Olesen, 1987) (zie ook fig. 1).

Bovenstaande methoden kunnen eenvoudig worden geprogrammeerd zodat de bepaling automatisch kan plaatsvinden. Inspectie van de temperatuurprofielen met "ervaren meteorologen ogen" kan in sommige gevallen tot verwerping, of een andere schatting van de menhoogte leiden. Daarom is ook nog een serie temperatuurprofielen bekeken. Samenvattend hebben we drie methoden om de menhoogte te bepalen

- a. direct uit het temperatuurprofiel. Deze waarden duiden we aan met  $H_{ad}$ .
- b. uit de temperatuurgradiënt, aangeduid met MH.
- c. door inspectie, aangeduid met  $H_{subj}$ .

De berekende menhoogte op het tijdstip van de meting duiden we aan met  $z_m$ .

### 4. Evaluatie

Om de diverse methoden te vergelijken is in eerste instantie een databestand geconstrueerd. Voor sommige doeleinden worden uit dit databestand subsets bekeken. In dit hoofdstuk zullen we eerst de constructie van het databestand bespreken en vervolgens de selecties die daarop zijn uitgevoerd.



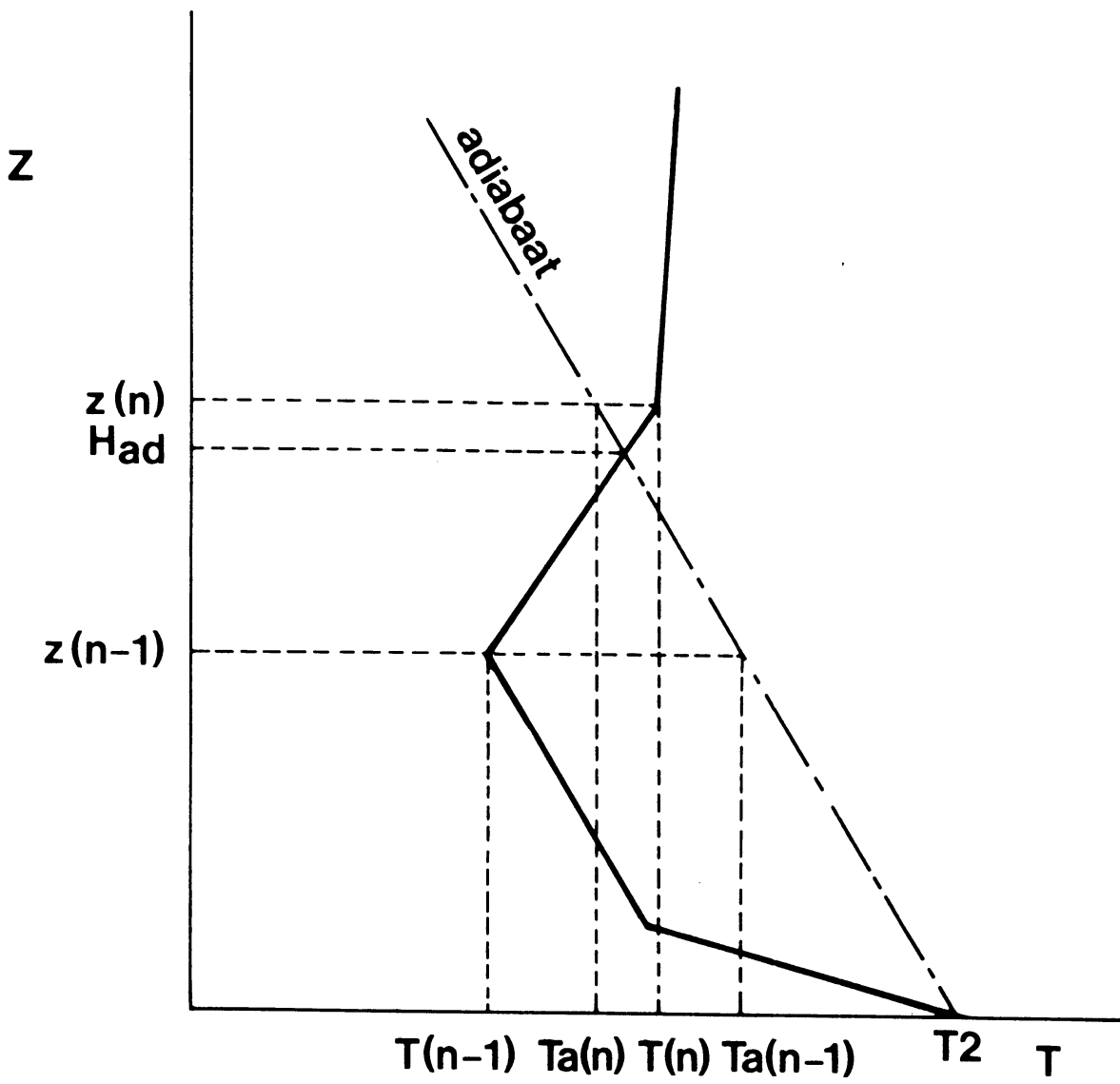


Fig. 4. Bepaling van  $H_{ad}$ .

Tenslotte zullen met diverse doorsneden uit dit databestand de diverse methoden met elkaar worden vergeleken. Om een vergelijking met menhoogten verkregen met het AMT model mogelijk te maken is een episode waarin deze gegevens ter beschikking stonden in het databestand opgenomen.

#### 4.1 Databestand

Ten behoeve van de vergelijking hebben we 4 episodes uitgekozen die we grofweg als volgt meteorologisch kunnen kwalificeren.

7809 : 6 t/m 9 september 1978 (48).

Frontale systemen met buien en regen trekken over Europa. Wind voornamelijk west.

8007 : 23 t/m 25 juli 1980 (72).

Aanvankelijk een hogedrukgebied boven Frankrijk. Lagedrukgebieden boven Spanje en Rusland. Weer in het algemeen zonnig en warm. Wind uit het oosten.

8604 : 26 t/m 30 april 1986 (120).

Een lagedrukgebied boven Europa en een hogedrukgebied boven Rusland. Een trog loopt van Italië tot Scandinavië. Oost Europa is zonnig, west Europa meer bewolkt. De wind is globaal zuid-oost.

8605 : 1 t/m 5 mei 1986 (120).

Een hogedrukgebied trekt van Bretagne over Denemarken naar Finland. Een zwakke rug loopt van Italië tot Scandinavië. Er is weinig bewolking boven Europa. Windrichting niet éénduidig.

Tussen de haakjes staat aangegeven hoeveel radiosondeoplatingen in de desbetreffende episode beschikbaar waren. Soms zijn de laatste drie episodes gezamenlijk bekeken (aangeduid als 80/86). Voor de episodes 7809, 8604 en 8605 zijn LAM gegevens gebruikt. Deze zijn gecombineerd aangeduid als "LAM".

#### 4.2 Data selectie

- Voor de berekening van de parameters  $\theta$  en  $u_*$  is kennis van de bedekkingsgraad noodzakelijk. Hiervoor zijn verschillende interpolatietechnieken gebruikt. Als bron voor de 10 m wind is zowel het ECMWF als het LAM gebruikt. Verder is bij de bepaling van de temperatuurgradiënt volgens

paragraaf 2.1 deze soms gelimiteerd op  $5 \cdot 10^{-3}$  K/m. De gevoeligheid voor deze veranderingen is i.h.a. klein. (Zie appendices).

- De menhoogteberekening is gedaan met uitsluitend het gebruik van de nachttemp (00 GMT) of met tussen 9.00 GMT en 21 GMT het gebruik van de dagtemp (12 GMT).
- Als de direct uit het temperatuurprofiel bepaalde menhoogtes (MH en  $H_{ad}$ ) slecht met elkaar overeenstemmen wordt aangenomen dat het temperatuurprofiel zich "slecht" leent voor een menhoogtebepaling. Daarom is een selectie (aangeduid met S) gemaakt van profielen waarvoor de verhouding tussen MH en  $H_{ad}$  binnen een factor 1.5 ligt.
- Tenslotte moet worden opgemerkt dat de menhoogteberekening is gebaseerd op een 1-dimensionaal model, waarbij wordt uitgegaan van grote horizontale homogeniteit of waar horizontale advection kan worden verwaarloosd. Aan deze veronderstellingen wordt in de praktijk vaak niet voldaan, zeker niet in de buurt van grote horizontale inhomogeniteit. Een subset van gegevens (aangeduid met L) bestaande uit oplatingen voldoende landinwaarts gelegen, om de invloed van land-zee overgangen te kunnen verwaarlozen, is ook samengesteld (zie ook appendices).

#### 4.3 Vergelijkingsstudie

Voor de vergelijking van op verschillende wijze waargenomen en berekende menhoogten zijn verschillende statistische technieken gebruikt. In de tabellen wordt als maat voor de afwijking de standaardafwijking van het verschil gehanteerd ("rms difference") en de correlatiecoëfficiënt (Appendix I). De bijbehorende scatterdiagrammen staan in Appendix II. Een methode die bij grote verschillen tussen waarneming en berekening goed bruikbaar is, is de cumulatieve frequentieverdeling van de verhouding tussen berekende en gemeten waarde. Deze methode wordt nader uiteengezet in appendix III, het resultaat staat in Appendix IV.

## 5. Resultaten

Voordat menhoogteberekeningen getoetst zijn aan de waarnemingen ( $MH$ ,  $H_{ad}$  en  $H_{subj}$ ) is eerst onderzocht in hoeverre deze met elkaar overeenstemden (zie Fig. 6a, 5j en 5k). We zien dat er regelmatig grote verschillen optreden.  $MH$  stemt het best overeen met  $H_{ad}$  (meer dan de helft van de waarnemingen ligt minder dan 70% uit elkaar, zie fig. 6a). De subjectief bepaalde waarden komen minder goed overeen met zowel  $MH$  als  $H_{ad}$ . Dit is een belangrijk resultaat omdat dit aangeeft dat er in de praktijk behoorlijke onzekerheid kleeft aan de (individuele) menhoogtebepaling uit het temperatuurprofiel. Dit maakt het databestand minder geschikt als instrument om menhoogte modellen mee te toetsen.

Vervolgens zijn voor de diverse episoden berekende menhoogten vergeleken met de "waargenomen". De resultaten zijn samengevat in de appendix en in de fig. (5.6). Er zijn kennelijk grote onderlinge verschillen tussen de diverse episoden (fig. 6b). Slechts in 1/3 van het aantal gevallen is de overeenstemming beter dan binnen een factor 1.5-2. De correlatiecoëfficiënten variëren tussen 0.4 en 0.6 (zie appendix I) en zijn vrijwel altijd significant.

Er zijn overigens geen aanwijzingen dat de vergelijkingen in meer bewolkte omstandigheden aanzienlijk slechter uitvallen dan in onbewolkte. Het komt nogal eens voor dat uit het temperatuurprofiel een lage menhoogte bepaald wordt, terwijl de berekening, mede op grond van de geschatte warmteflux, een hoge menhoogte oplevert. Het omgekeerde komt ook voor. Vaak is er in de temps wel een niveau aan te wijzen dat overeenkomt met de berekende menhoogte, maar wat objectief niet gevonden wordt omdat eronder nog een laag te onderscheiden is (fig. 1c), of omdat de temp licht stabiel is (fig. 1e). Model en werkelijkheid zijn dan tegenstrijdig in de bepaling van het stabiel of onstabiel zijn van de onderste laag van de atmosfeer. Het leidt in een scatterdiagram tot punten langs de assen. Door subjectief de menhoogte uit de temp te bepalen kan de correlatie opgevoerd worden. De indruk lijkt gerechtvaardigd dat de in Appendix I gepresenteerde correlaties een te somber beeld geven.

Een verbetering van de resultaten treedt op als we selecties uit het databestand nemen.

Beperken we ons tot die data waarbij  $|(H_{ad}/MH)| < 1.5$  dan stijgt de

correlatie in vrijwel alle gevallen. Verschuivingen zijn ook waarneembaar als we ons beperken tot landstations.

Verder is onderzocht of de berekende resultaten gevoelig waren voor veranderingen in invoergegevens. Een lichte verbetering trad op als i.p.v. LAM 10 m wind gegevens die van het ECMWF gebruikt werden. De resultaten bleken ongevoelig voor verschillende methoden om bedekkingsgraad te interpoleren. Het gebruik van ook de dagtemp leidt tot betere correlaties.

Tenslotte is ook de berekening van de menhoogte met het AMT-model vergeleken met het databestand (zie fig. 6d). Hieruit blijkt dat deze bepaling geen significant betere of slechtere resultaten oplevert dan de hier berekende waarde  $z_1$ .

## 6. Conclusies

- Verschillende methoden om menhoogten te bepalen uit routine radiosonde-oplatingen leveren tamelijk uiteenlopende resultaten op. Toetsingsstudies, waarbij menhoogteberekeningen vergeleken worden met menhoogten afgeleid uit radiosondes dienen daarom met het nodige voorbehoud geïnterpreteerd te worden.
- De overeenkomst tussen berekeningen en waarnemingen wordt beter als de waarnemingen worden beperkt tot (i) temperatuurprofielen die voldoende ver landinwaarts bepaald zijn om niet meer door land-zee inhomogeniteiten te worden beïnvloed en (ii) temperatuurprofielen waarbij de diverse menhoogtebepalingen meer eenduidige resultaten geven.
- De correlatie tussen berekende en waargenomen menhoogten voor het op bovenstaande manier geselecteerde bestand is redelijk ( $cc = 0.49-0.73$ ).
- De correlatie neemt toe als men naast de nachttemp ook de dagtemp gebruikt.
- Er zijn geen aanwijzingen dat de resultaten van de toetsing sterk afhankelijk is van de bewolkinggraad.
- Menhoogten die berekend zijn met het AMT-model, zodat horizontale inhomogeniteiten verdisconteerd zijn, stemmen niet beter overeen met de waarnemingen dan de menhoogteberekeningen gebaseerd op 1-dimensionale modellen.

## Referenties

- Cats, G.J., 1985. A simple horizontal interpolation scheme for irregularly distributed data. KNMI Memorandum FM-85-27. (unpubl. manuscript)
- Dop, H. van., 1982. The KNMI mesoscale air pollution model. KNMI Scientific Report WR 82-6.
- Eliassen, A., 1978. The OECD study of long range transport of air pollutants: long range transport modelling. Atmos. Environment, 12, 479-487.
- Holtslag, A.A.M., 1984. Estimates of diabatic wind speed profiles from near surface weather observations. Boundary Layer Meteorology, 29, 225-250.
- Holtslag, A.A.M., Ulden, A.P. van, 1983. A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. J. Clim. Appl. Meteor., 22, 517-529.
- Holtslag, A.A.M., Ulden, A.P. van, 1982. Simple estimates of nighttime surface fluxes from routine weather data. KNMI Scientific Report WR 82-4.
- Lamb, R.G., 1982. A regional scale (1000 km) model of photochemical air pollution, part I: theoretical formulation. EPA-600/3-83-035, Environmental Protection Agency, Research Triangle Park (NC).
- Meinl, H., Builtjes, P.J.H., 1984. Photochemical Oxidant and Acid Deposition Model Applications (PHOXA) within the framework of control strategy development, Dornier, Friedrichshafen.
- NCAR, 1985. The NCAR Eulerian Regional Acid Deposition Model, NCAR technical note TN-256+STR, Boulder, Colorado.
- Nieuwstadt, F.T.M., 1981a. The steady state and resistance law of the nocturnal boundary layer. Boundary Layer Meteorology, 20, 3-17.

- Nieuwstadt, F.T.M., 1981b. The nocturnal boundary layer: theory and experiments. KNMI Scientific Report, WR 81-1 and Ph.D. thesis Vrije Universiteit Amsterdam.
- Olesen, H.R., Jensen, A.B., Brown, N., 1987. An operational procedure for mixing height estimation. Risø National Laboratory (MST Luft); A96.
- Tennekes, H., 1973. A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 30, 558-567.

## Appendix I: Samenvatting van de resultaten

Met het menhoochte berekeningsprogramma zijn diverse proefruns gemaakt. Voor diverse runs en voor verzamelde runs zijn statistische tests uitgevoerd.

Toelichting bij de kolommen in de tabel.

- I Episode zie hierboven.
- II Temp: 00 alleen de temp van 00 GMT is gebruikt  
12 vanaf 9.00 GMT is de temp van 12.00 GMT gebruikt.
- III Input: A: De synop is geïnterpoleerd volgens Cressman (Optimum interpolatie, zie Cats).  
D.w.z. T en  $T_s$  met  $r = 3$  en  
N met  $r_1 = 1$   $r_2 = 0.25$   
N: Als A, maar N is ook geïnterpoleerd met 1 scan:  $r = 3$   
EC: Als A, met ECMWF windvelden.  
G5: Als A, met als minimale waarde voor  $\gamma = 0.005$ .  
AMT: De menhoochte is berekend met het AMT model.
- IV Selectie: C: alle temp stations die een bruikbare waarde leveren zijn meegenomen.  
S: Waarden kleiner dan 100, of een verschil groter dan een factor 1.5 tussen MH en  $H_{ad}$  zijn verworpen.  
L: Alleen stations die ver van de kust liggen zijn meegenomen.
- V Meting: MH: bepaald op de hoogte waar  $\gamma > .005$ .  
 $H_{ad}$ : Adiabatisch bepaalde menhoochte.

De resultaten zijn:

- $\bar{x}$  : De gemiddelde gemeten menhoochte op de meegewogen stations. Dus  $\overline{H_{ad}}$  of  $\overline{MH}$  Ter vergelijk is voor twee episodes subjectief de menhoochtebepaald.
- $\bar{y}$  : De gemiddelde berekende menhoochte op het gridpunt bij het station.
- $\sigma_{x-y}$  : De standaardafwijking van het verschil tussen meting en berekening op de stations.
- r : De correlatie tussen meting en berekening.
- N : Het aantal stations.



Tabel 1:

Alle beschikbare stations

Met middagtemp

Meting: MH

Zie figuur 5h

Episode	Temp	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
7809	12	A	C	MH	275	927	765	.63	44
8007	12	A	C	MH	1004	1331	759	.47	45
8604	12	A	C	MH	1098	1139	688	.54	94
8605	12	A	C	MH	1193	1287	732	.47	100
LAM	12	A	C	MH	989	1160	737	.50	238
80/86	12	A	C	MH	1129	1202	710	.48	236

Bij een subjectieve bepaling van de menhoogte blijkt  $\bar{x} = 900$  à  $1000$ . De objectieve interpretatie van de temp gaat slecht.

Tabel 2:

Alle beschikbare stations

Met middagtemp

Meting:  $H_{ad}$ 

Zie figuur 5l en 5d

Episode	Temp	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
7809	12	A	C	$H_{ad}$	685	1023	607	.58	31
8007	12	A	C	$H_{ad}$	846	1130	591	.52*	28
8604	12	A	C	$H_{ad}$	1032	1218	645	.53	70
8605	12	A	C	$H_{ad}$	949	1298	685	.58	78
LAM	12	A	C	$H_{ad}$	936	1225	652	.56	179
80/86	12	A	C	$H_{ad}$	975	1256	656	.53	173

\* Niet binnen 98% zeker significant.

Tabel 3:

Standaard geschoond

Met middagtemp

Meting: MH

Zie figuur 5g

Episode	Temp	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
7809	12	A	S	MH	842	1422	731	.49**	10
8007	12	A	S	MH	944	1188	599	.38*	36
8604	12	A	S	MH	1119	1208	596	.68	81
8605	12	A	S	MH	1216	1424	650	.46	80
LAM	12	A	S	MH	1120	1313	645	.51	163
80/86	12	A	S	MH	1129	1307	612	.56	193

Tabel 4:

Standaard geschoond

Met middagtemp

Meting Had

Zie figuur 5e

Episode	Temp	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
7809	12	A	S	H <sub>ad</sub>	779	1228	699	.42*	18
8007	12	A	S	H <sub>ad</sub>	885	1239	661	.43**	21
8604	12	A	S	H <sub>ad</sub>	1087	1294	554	.66	57
8605	12	A	S	H <sub>ad</sub>	1018	1455	652	.63	63
LAM	12	A	S	H <sub>ad</sub>	1007	1372	632	.61	138
80/86	12	A	S	H <sub>ad</sub>	1025	1390	634	.57	131

\* Niet binnen 98% zeker significant.

\*\* Niet binnen 95% zeker significant.

Tabel 5:

Alle stations

Met alleen nachttemp

Meting MH

Zie figuur 5a

Episode	Temp	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
7809	00	A	C	MH	275	618	527	.40*	44
8604	00	A	C	MH	1098	905	752	.43	94
LAM	00	A	C	MH	842	807	688	.50	138
80/86	00	A	C	MH	1074	901	730	.41	137

Tabel 6:

Alle stations

Met alleen nachttemp

Meting H<sub>ad</sub>

Zie figuur 5c

Episode	Temp	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
7809	00	A	C	H <sub>ad</sub>	685	634	471	.57	31
8604	00	A	C	H <sub>ad</sub>	1032	873	683	.28*	70
LAM	00	A	C	H <sub>ad</sub>	926	800	625	.38	101
80/86	00	A	C	H <sub>ad</sub>	986	907	641	.32	96

\* Niet binnen 98% zeker significant.

Tabel 7:

Standaard geschoond

Met alleen nachttemps

Meting MH

Zie figuur 5b

Episode	Temp	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
7809	00	A	S	MH	835	777	399	.62**	10
8007	00	A	S	MH	944	937	522	.35*	36
8604	00	A	S	MH	1119	920	676	.59	81
LAM	00	A	S	MH	1027	891	577	.58	83
80/86	00	A	S	MH	1044	940	624	.44	113

Tabel 8:

Standaard geschoond

Met alleen nachttemp

Meting Had

Zie figuur 5f

Episode	Temp	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
7809	00	A	S	H <sub>ad</sub>	779	726	506	.44**	18
8007	00	A	S	H <sub>ad</sub>	885	1031	491	.55*	21
8604	00	A	S	H <sub>ad</sub>	1087	866	625	.48	57
LAM	00	A	S	H <sub>ad</sub>	965	865	624	.38	75
80/86	00	A	S	H <sub>ad</sub>	1004	939	558	.45	72

\* Niet binnen 98% zeker significant.

\*\* Niet binnen 95% zeker significant.

Tabel 9:

Ruwere interpolatie van N

Episode	Temp	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
8604	12	N	C	MH	1077	1153	738	.42	93
8604	12	N	C	H <sub>ad</sub>	1032	1234	632	.53	70
8604	12	N	S	MH	1097	1161	658	.51	75
8604	12	N	S	H <sub>ad</sub>	1094	1322	544	.68	55
7809	12	N	C	MH	275	941	782	.60	44
7809	12	N	C	H <sub>ad</sub>	685	1033	613	.58	31

Tabel 10:

Alleen landinwaarts gelegen stations.

Episode	Temp	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
8604	12	A	L	MH	1161	1279	584	.66	51
8604	12	A	L	H <sub>ad</sub>	1203	1456	586	.61	40
8604	00	A	L	MH	1161	917	656	.57	51
8604	00	A	L	H <sub>ad</sub>	1203	882	673	.39*	40
8604	12	A	LS	MH	1168	1314	517	.73	42
8604	12	A	LS	H <sub>ad</sub>	1202	1484	537	.68	26
8604	00	A	LS	MH	1168	962	613	.59	42
8604	00	A	LS	H <sub>ad</sub>	1202	905	609	.49*	26

\* Niet binnen 98% zeker significant.

Tabel 11:

Vergelijking AMT met meting. Zie figuur 5o en 5n

Episode	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
8007	AMT	C	MH	1004	613	715	.37*	45
8007	AMT	C	H <sub>ad</sub>	846	587	494	.48*	28
8007	AMT	S	MH	968	647	526	.38*	35
8007	AMT	S	H <sub>ad</sub>	853	584	484	.57*	22

Tabel 12:

Met ECMWF wind

Episode	Temp	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
8604	12	EC	C	MH	1098	1191	707	.52	94
8604	12	EC	C	H <sub>ad</sub>	1032	1282	602	.63	70
8604	12	EC	S	MH	1054	1216	568	.65	73
8604	12	EC	S	H <sub>ad</sub>	1067	1361	503	.79	57

Tabel 13:

Met  $\frac{d\theta}{dz}$  minimaal = 0.005.

Episode	Temp	Input	Selectie	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
8604	12	G5	C	MH	1098	1096	713	.47	94
8604	12	G5	C	Had	1032	1129	591	.50	70
8604	12	G5	S	MH	1063	1106	565	.60	74
8604	12	G5	S	Had	1085	1171	562	.55	58

\* Niet binnen 98% zeker significant.

Tabel 14:

Subjectief. D.w.z. afgelezen van de temp. Zie fig. 5i, 5j, 5h.

Episode	Temp	Input	Schoning	Meting	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_{x-y}$	r	N
8007		AMT		Subj	1013	1355	745	.41*	47
8604	12	A	C	Subj	1177	1227	493	.71	115

\* Niet binnen 98% zeker significant.

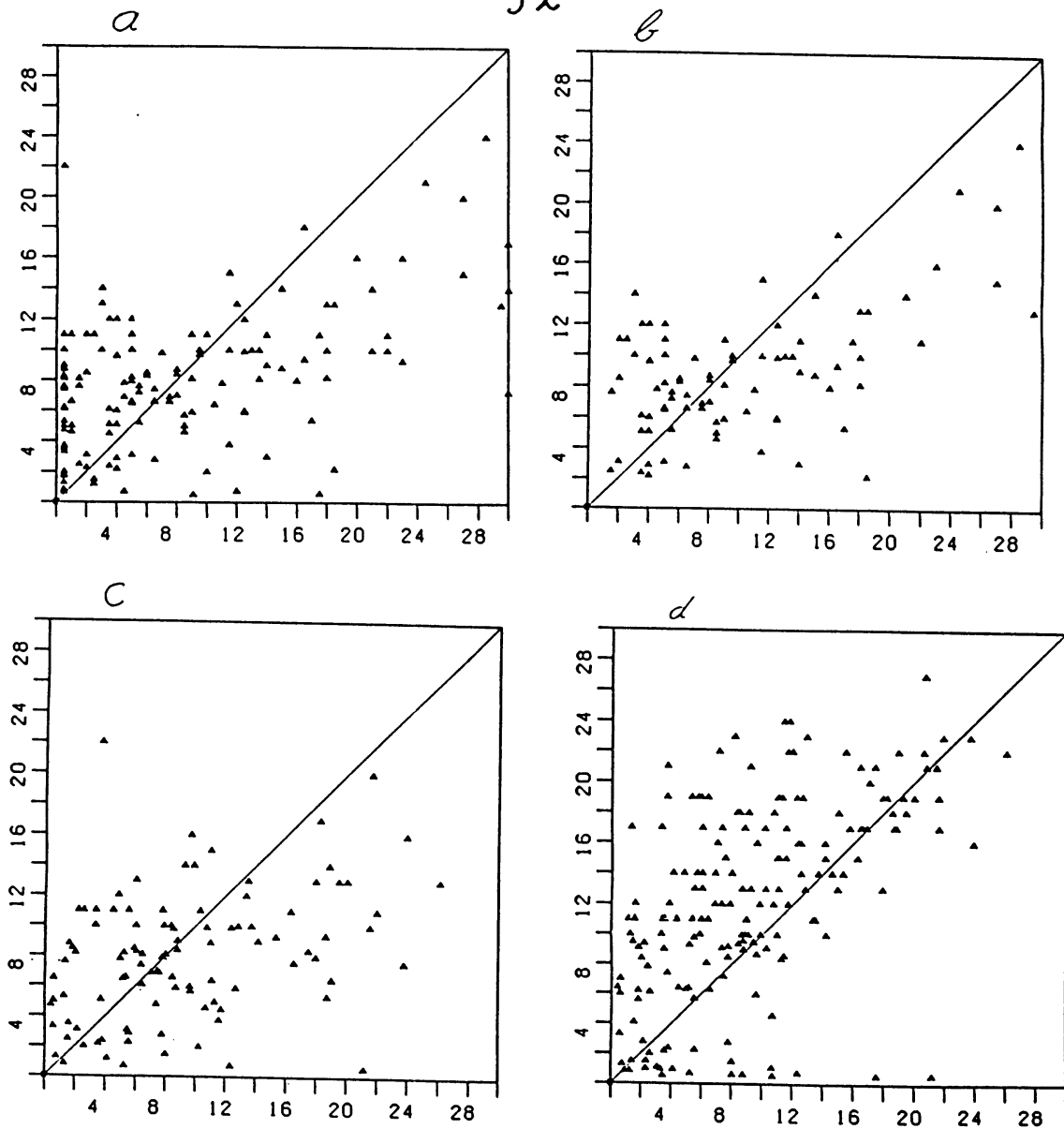


Fig. 5a. Episode: LAM

Verticaal: De berekende menghoogte uit: geïnterpoleerde synops,  
LAM windvelden en de nachttemps.

Horizontaal: De gemeten hoogte waarbij  $\gamma > .005$ .

Fig. 5.b Episode: LAM. Geschoond.

Verticaal: De berekende menghoogte uit: geïnterpoleerde synops,  
LAM windvelden en de nachttemps.

Horizontaal: De gemeten hoogte MH waarbij  $d \gamma > .005$ .

Fig. 5c. Episode: LAM

Verticaal: De berekende menghoogte uit: geïnterpoleerde synops,  
LAM windvelden en de nachttemps.

Horizontaal: De adiabatisch bepaalde menghoogte  $H_{ad}$ .

Fig. 5d. Episode: LAM

Verticaal: De berekende menghoogte uit: geïnterpoleerde synops,  
LAM windvelden en de dag en nachttemps.

Horizontaal: De adiabatisch bepaalde menghoogte  $H_{ad}$ .



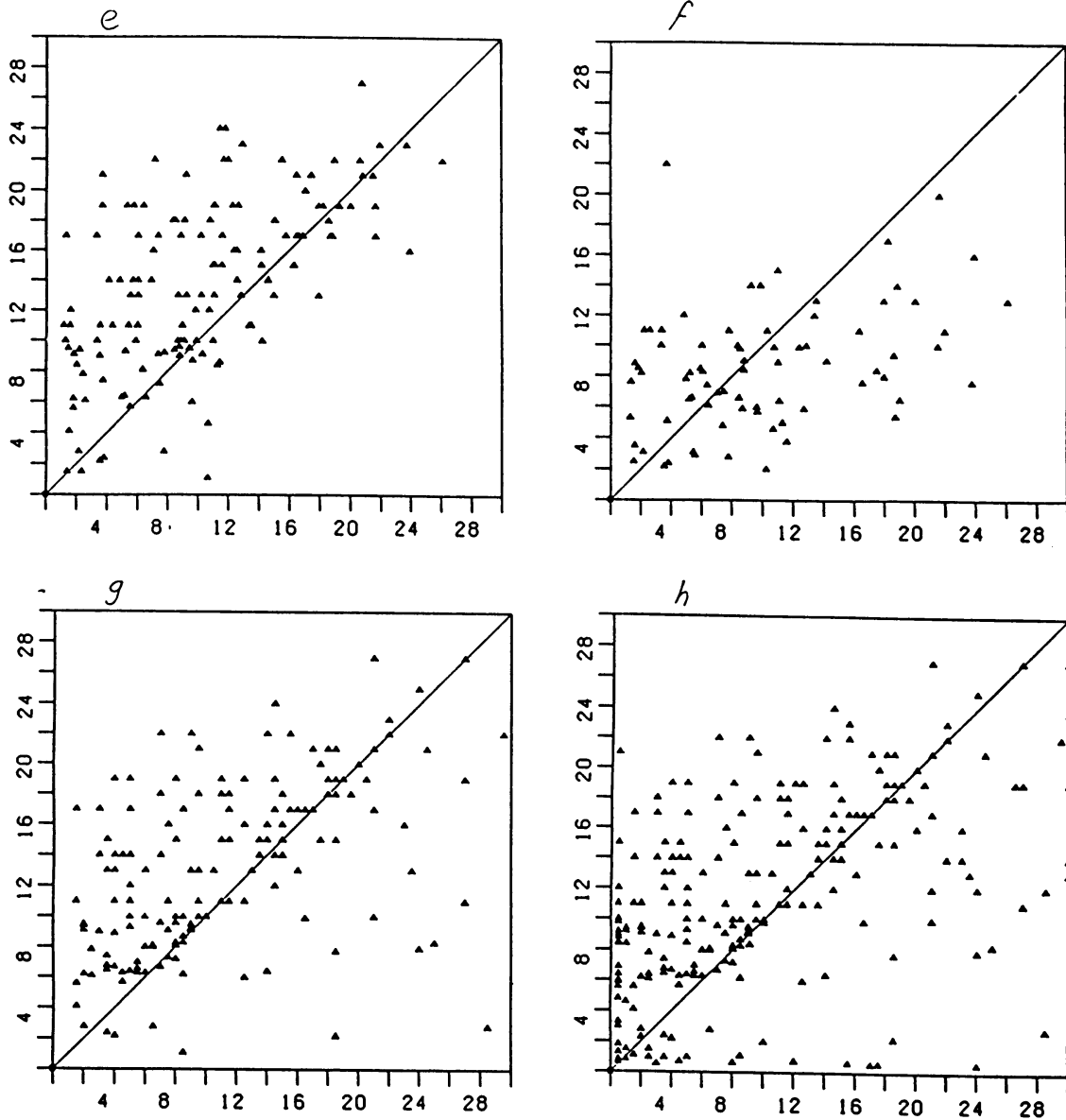


Fig. 5e. Episode: LAM. Geschoond.

Verticaal: De berekende mennghoogte uit: geïnterpoleerde synops,  
LAM windvelden en dag en nachttemps.

Horizontaal: De adiabatich bepaalde mennghoogte  $H_{ad}$ .

Fig. 5f. Episode: LAM. Geschoond.

Verticaal: De berekende mennghoogte uit: geïnterpoleerde synops,  
LAM windvelden en de nachttemps.

Horizontaal: De adiabatich bepaalde mennghoogte  $H_{ad}$ .

Fig. 5g. Episode: LAM. Geschoond.

Verticaal: De berekende mennghoogte uit: geïnterpoleerde synops,  
LAM windvelden en de dag en nachttemps.

Horizontaal: De gemeten mennghoogte MH waarbij  $\gamma > 0.05$ .

Fig. 6h. Episode: LAM.

Verticaal: De berekende mennghoogte uit: geïnterpoleerde synops,  
LAM windvelden en de dag en nachttemps.

Horizontaal: De gemeten hoogte MH waarbij  $\gamma > .005$ .

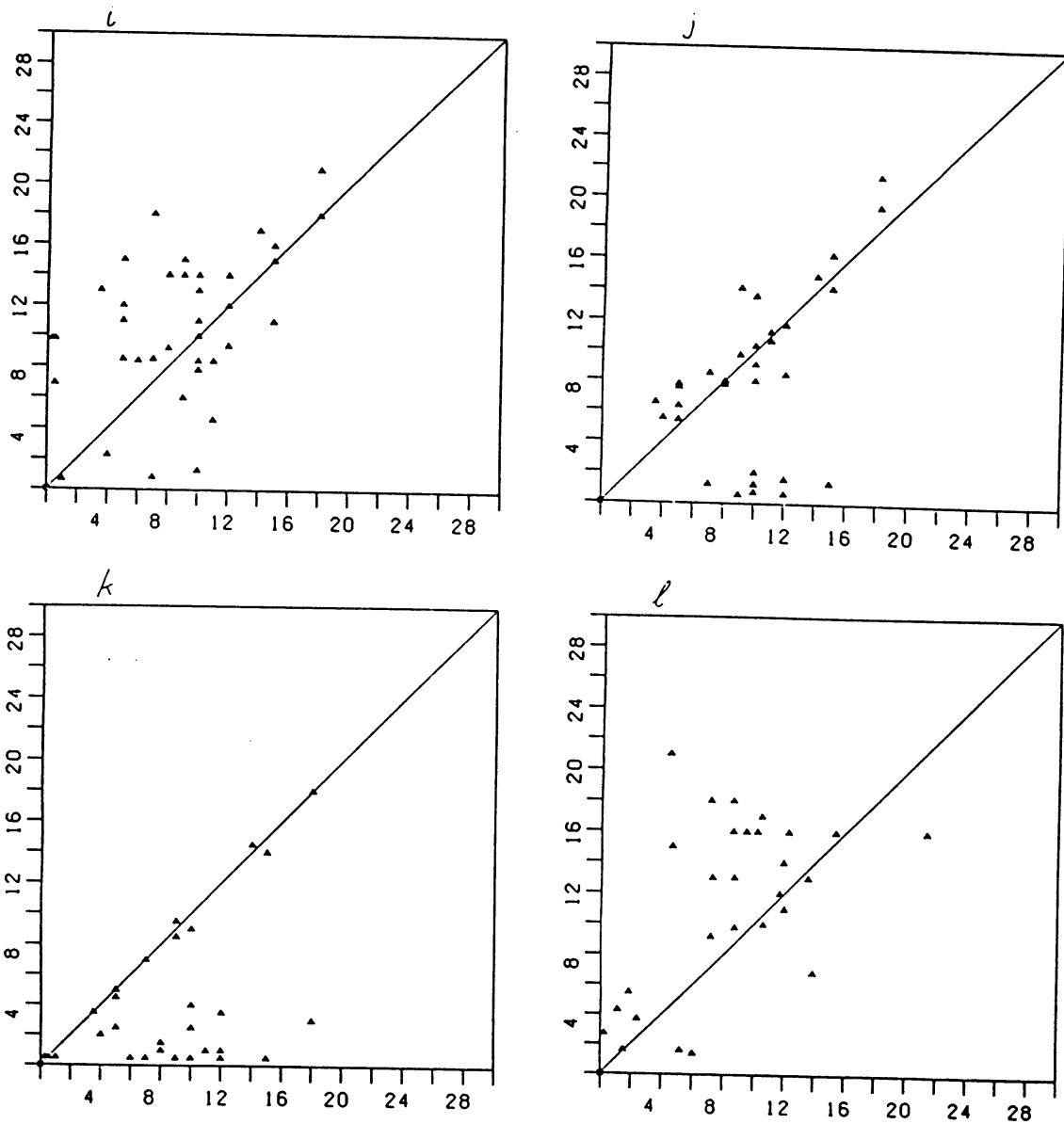


Fig. 5i. Episode: 8007.

Verticaal: De berekende menghoogte uit: geïnterpoleerde synops,  
LAM windvelden en dag en nachttemps.

Horizontaal: subjectief geschatte menghoogte.

Fig. 5j. Episode: 8007

Verticaal: De adiabatisch bepaalde menghoogte  $H_{ad}$ .

Horizontaal: subjectief geschatte menghoogte.

Fig. 5k. Episode: 8007.

Verticaal: De gemeten hoogte MH waarbij  $d\gamma > .005$ .

Horizontaal: subjectief geschatte menghoogte.

Fig. 5l. Episode: 8007.

Verticaal: De berekende menghoogte uit: geïnterpoleerde synops,  
LAM windvelden en dag en nachttemps.

Horizontaal: De adiabatisch bepaalde menghoogte  $H_{ad}$ .

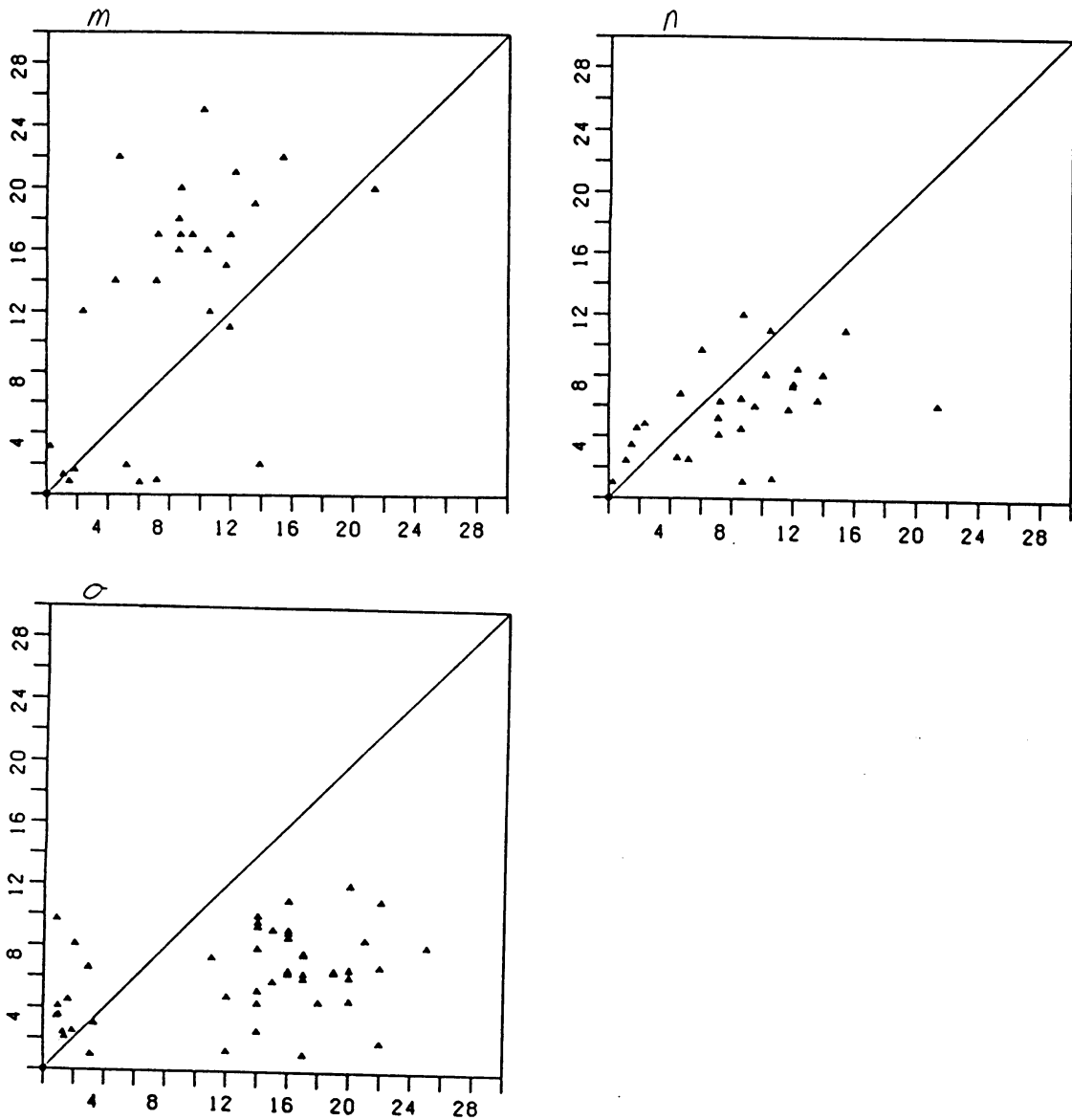


Fig. 5m. Episode: 8007.

Verticaal: De berekende menhoogte uit: geïnterpoleerde synops,  
LAM windvelden en dag en nachttemps.

N.B. de bedekkingsgraad is ruwer geïnterpoleerd.

Horizontaal: De adiabatisch bepaalde menhoogte  $H_{ad}$ .

Fig. 5n. Episode: 8007.

Verticaal: de menhoogte uit het AMT model (PHOXA).

Horizontaal: adiabatisch bepaalde menhoogte  $H_{ad}$ .

Fig. 5o. Episode: 8007.

Verticaal: de menhoogte uit het AMT model (PHOXA).

Horizontaal: de gemeten hoogte MH waarbij  $\gamma > .005$ .

### Appendix III: Cumulatieve verhoudingsfrequentiediagrammen.

Een methode om sets getallenparen te vergelijken is het cumulatief uitzetten van de frequentie van de verhouding. Met behulp hiervan kan men de informatie uit een aantal scatterdiagrammen vergelijken.

In het algemeen hebben we een set getallenparen met gemeten waarden  $X$  en berekenden waarden  $Y$ . In het ideale geval zijn  $Y$  en  $X$  gelijk, zodat  $Y/X = 1$ . In werkelijkheid varieert  $Y/X$  rond de 1. Als we afzien van het teken van het verschil  $Y-X$ , kunnen we voor elk getallenpaar een verhouding  $V$  vinden groter of gelijk aan 1, namelijk de grootste van  $V1 = Y/X$  en  $V2 = X/Y$ .

Deze verhoudingen  $V$  ordenen we naar grootte. Hiervan maken we een diagram door horizontaal de verhouding uit te zetten, en verticaal het aantal verhoudingen dat kleiner is dan of gelijk aan  $V$ . Een cumulatieve frequentieverdeling dus. De frequentie-as normeren we op alle paren (= 100%).

Veelal zijn we vooral geïnteresseerd in het gebied dicht bij 1: hoeveel berekeningen liggen binnen een bepaalde factor van de metingen. Om hier een beter beeld te krijgen zetten we  $V$  logaritmisch uit. De horizontale as begint dan bij 0. We kunnen de grafiek afkappen boven een bepaalde verhouding. Het percentage blijft slaan op de totale set.

De beste set getallenparen wordt gepresenteerd door de grafiek die het snelst naar de 100% stijgt. Het ideale geval is een stapfunctie. Dus een betere set resulteert in een lijn links boven de slechtere.

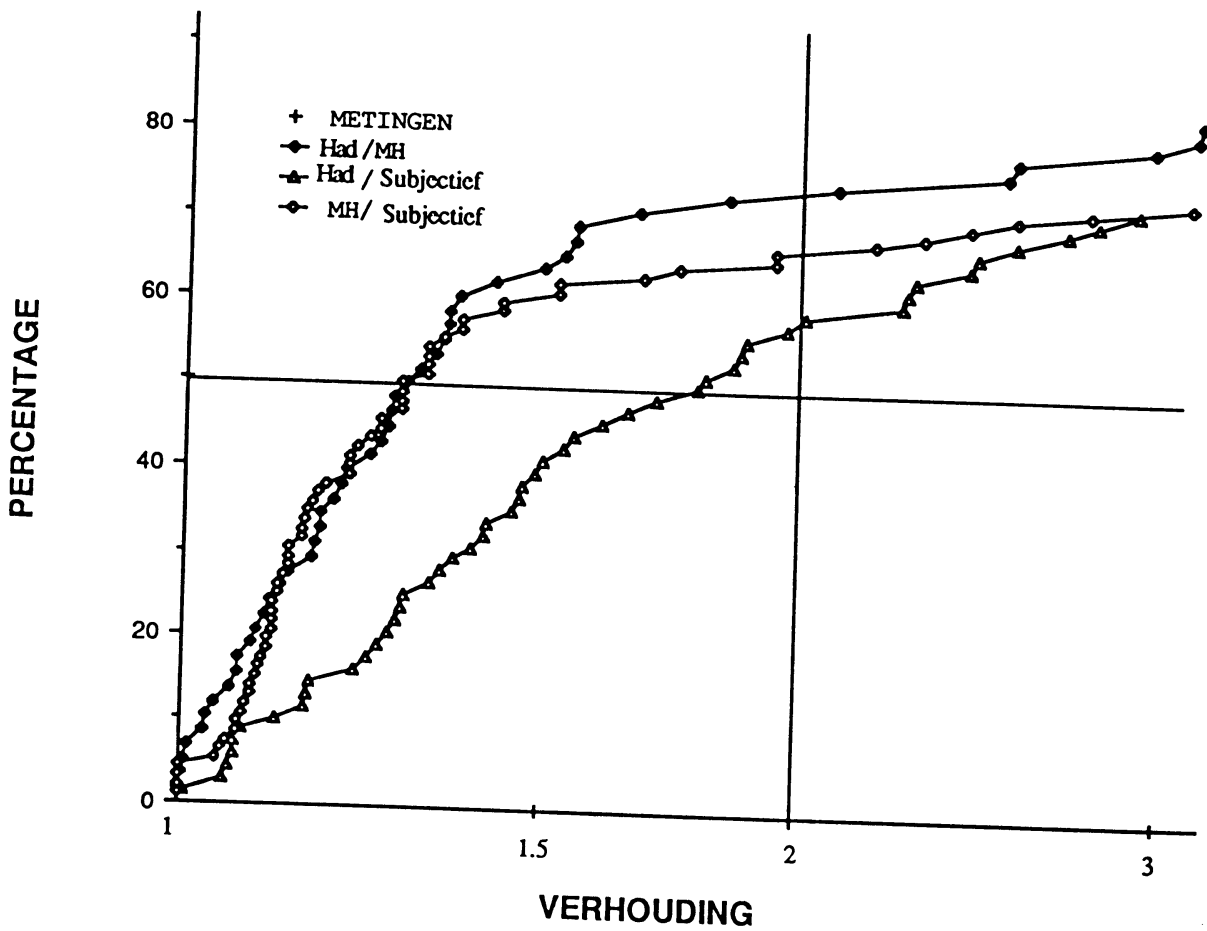


Fig. 6a. Interpretatie van temperatuurprofielen. We zien dat beide objectieve manieren om de mennghoogte te bepalen onderling goed overeenkomen. De adiabatiese bepaling  $H_{ad}$  komt echter duidelijk slechter overeen met de subjectieve bepaling dan de discrete methode MH.

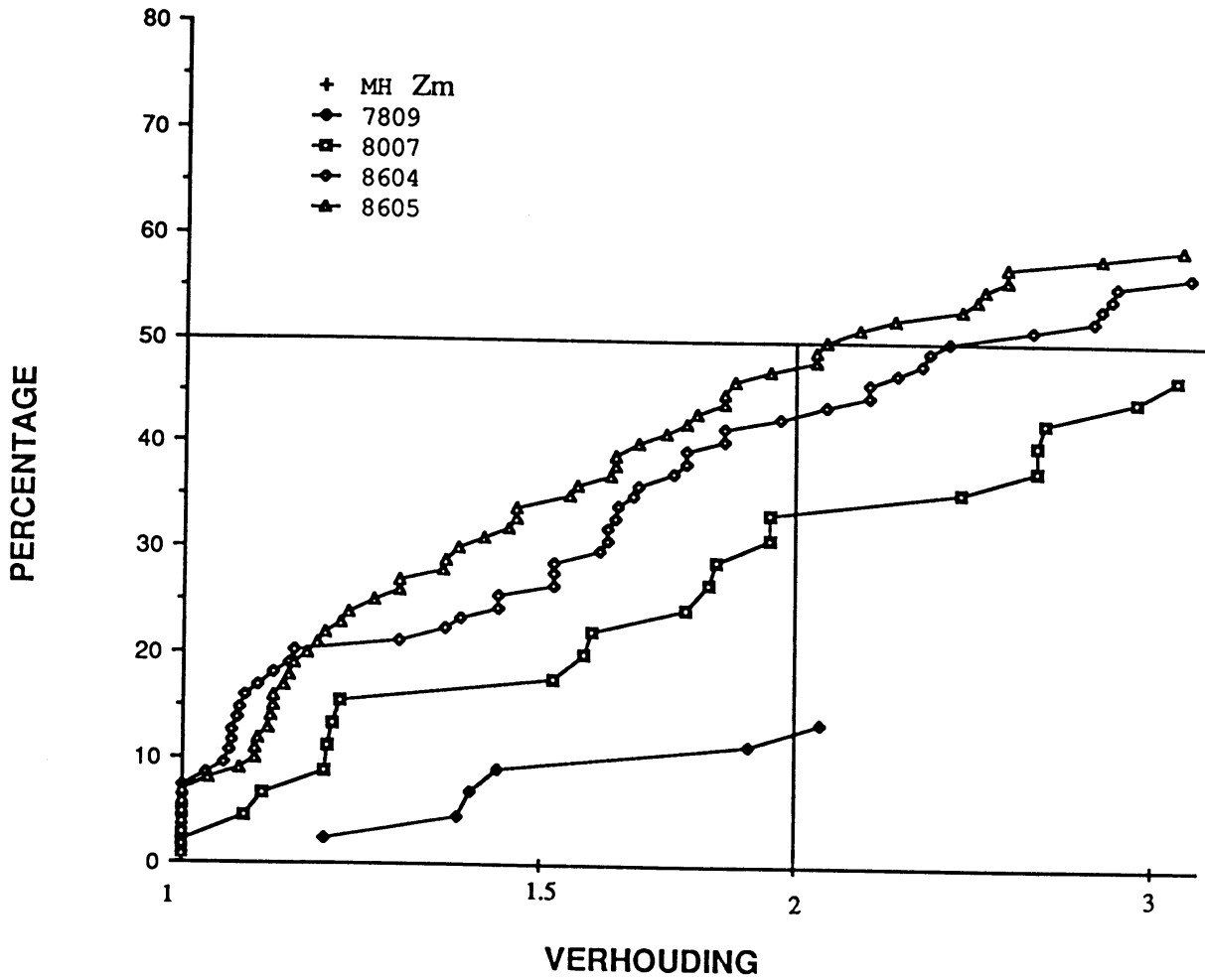


Fig. 6b. Vier episoden: MH vergeleken met de berekende mennghoogte. Het is duidelijk dat de berekening voor de episodes 7809 en 8007 minder goed overeenstemmen.

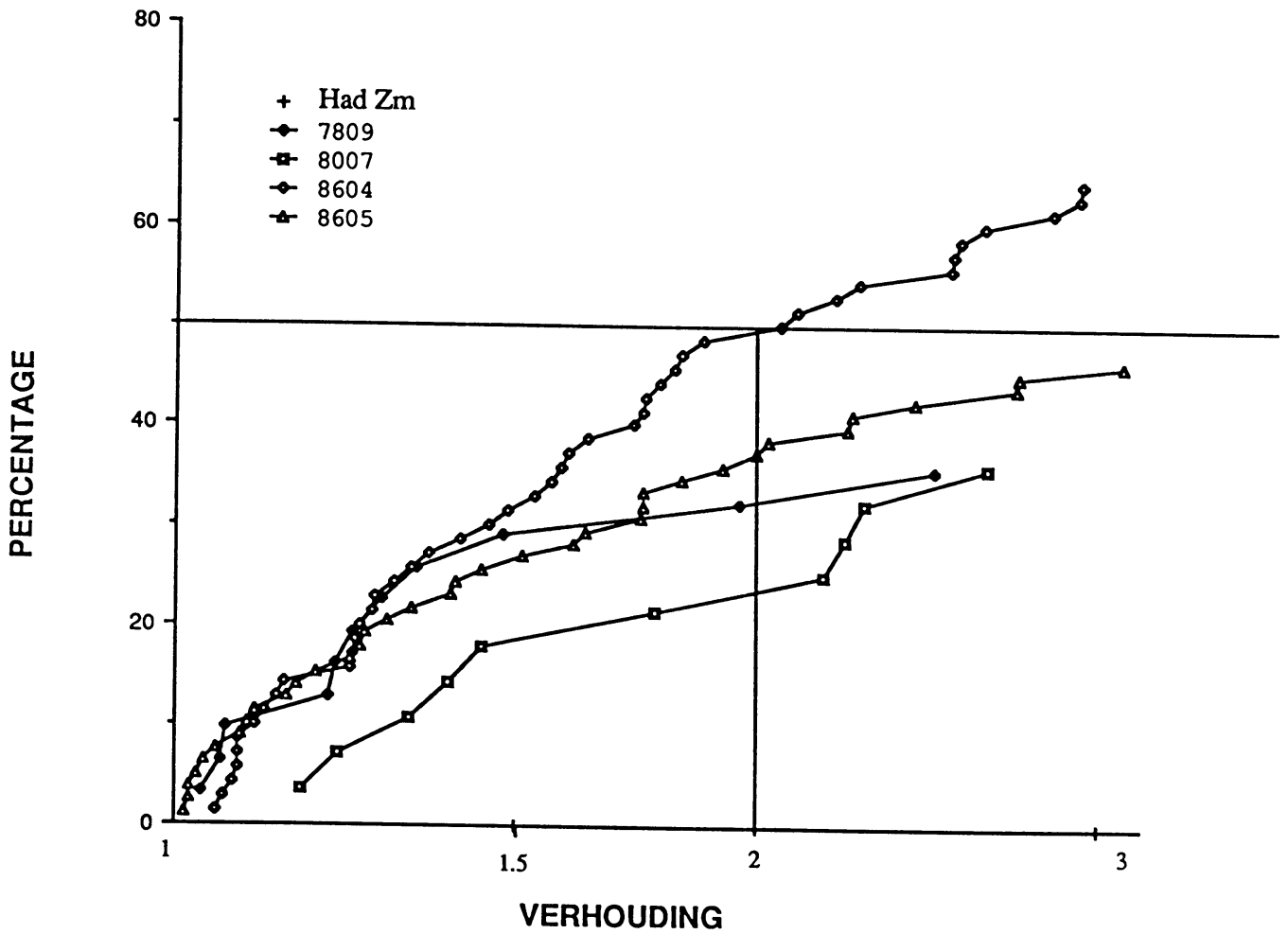


Fig. 6c. Vier episoden:  $H_{ad}$  vergeleken met de berekende menghoogte. Vergeleken met fig. 6b scoort 8604 beter, evenals 7809. 8007 scoort slechter.

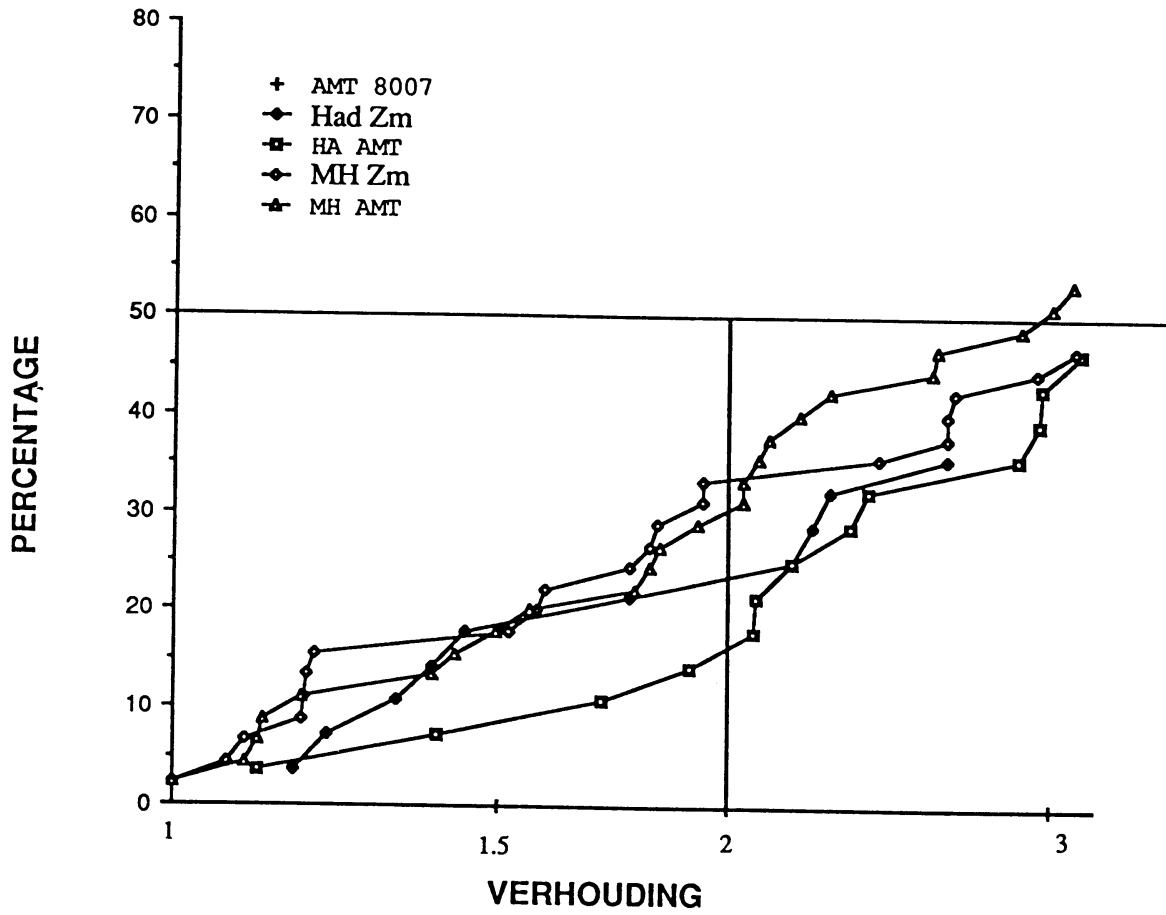


Fig. 6d. Vergelijking met AMT. Het blijkt dat  $H_{ad}$  slecht overeenkomt met AMT. MH en AMT komen redelijk overeen, namelijk vergelijkbaar met  $H_{ad}/z_m$  en  $MH/z_m$ .