

**KONINKLIJK NEDERLANDS  
METEOROLOGISCH INSTITUUT**

TECHNISCHE RAPPORTEN

T.R. - 69

R.C. van den Berg en J. Reiff

Het AMT-model: winterexperimenten

De Bilt, 1985

Publikatienummer: K.N.M.I. T.R. 69 (DM)

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut,  
Dynamische Meteorologie,  
Postbus 201,  
3730 AE De Bilt,  
Nederland.

U.D.C.: 551.510.42  
551.509.313 :  
551.511.2  
ISSN : 0169-1708

Inhoudsopgave	pagina
Summary	
1. Inleiding	1
2. Het luchtmassatransformatiemodel	2
2.1 Het trajectoriemodel	2
2.2 Het grenslaagmodel	2
2.3 Verband tussen grenslaagopbouw en luchtverontreiniging	3
3. Resultaten	5
3.1 Gevoeligheid van het AMT-model voor de keuze van het windveld	5
3.2 Criterium voor de overgang van stabiel naar onstabiel in de grenslaag	8
3.2.1 Drie klassen van stabiliteit	9
3.2.2 Verhouding tussen buoyancy en mechanische turbulentie	10
3.3 Subjectieve beoordeling van modelvoorspellingen	12
3.4 Verdamping in het AMT-model gedurende een vorstperiode	15
4. Conclusies	17
Literatuur	19
Tabellen en Figuren	20
Bijlage 1	47

## Summary

In this article some experiments with the Air Mass Transformation Model (J. Reiff et al., 1984) are described. All experiments have been done for the winter season (1981/1982) because recent research learned us, that the AMT-model results for this season are not so good as for the other seasons. The conclusions, derived from these experiments, are:

- 1) It becomes obvious, that the model's sensitivity for the choice of the sort of windfields is considerable. The AMT-results are better when ECMWF-winds (European Centre's Model) are used, than the results, obtained with use of BK<sub>4</sub>-winds (our local vorticity model). The main reason for this is, that the ECMWF-model's boundary layer winds show a good agreement with the observed winds, because of a better description of stability and surface friction in the boundary layer, than BK<sub>4</sub>.
- 2) For the transition from a stable to a unstable boundary layer a new criterion is introduced, based on a certain proportion between buoyancy and mechanical turbulence. It appears, that it is difficult to ascertain a precise value of this proportion. The best value, 2.3, is based on a theoretic estimation.
- 3) By making a detailed comparison of 33 'model' temperature profiles with the observed profiles, we gain knowledge of some processes that may rise to difficulties in the model. It becomes evident, for instance, that (i) the model creates a too strong 'föhn-effect' in case of advection over the Ardennen, a range of hills up to 600 m, just SE of The Netherlands, (ii) that a fast movement of a depression close to the place and time of arrival causes an unreliable advection in the model, (iii) that the model does not cool the boundary layer in the presence of fog because of the absence of 'buoyancy upside-down' in the model, and (iv) that the model overestimates the evaporation rate in a dry frost period.
- 4) With respect to the evaporation problem an experiment is performed for a frost period without a snowcover (11 successive days), by running the model with an 50% and up to 0% reduced evaporation rate. The AMT-results appear to be slightly improved. It might be interesting to investigate, if a reduction of evaporation in the model during a dry and hot summer period leads also to better results.

5) Some suggestions for a further improvement of the AMT-model, based on this research are:

- Making the AMT-model 'wet' (condensation, precipitation).
- To adjust the albedo in presence of a snowcover.
- To make the fluxparametrisation and the calculation of the limit  
- height of the stable boundary layer dependent of a boundary layer -  
or 10 m wind instead of the geostrophic wind.
- During stable conditions, the advection in the boundary layer must  
have a stronger relation to surface friction and stability.

## 1. Inleiding

Diverse meteorologische parameters die van belang zijn voor de korte-termijn weersvoorspelling en de verspreiding van luchtverontreiniging, zijn gerelateerd aan de ontwikkeling van de atmosferische grenslaag. Voorbeelden zijn mate van (on)stabiliteit, dikte van de grenslaag, temperatuur- en vochtprofiel, ontwikkeling van lage bewolking en mist.

Vooraf in gevallen met geringe horizontale gradiënten van parameters in de grenslaag en weinig bewolking zijn met één-dimensionale modellen goede resultaten behaald ten aanzien van het beschrijven van de grenslaag. In het algemeen speelt advektie van luchtmassa's uit andere gebieden echter een rol in de ontwikkeling van de grenslaag. Denk bijvoorbeeld aan advektie van lucht over grote wateroppervlakten zoals de Noordzee.

Op het KNMI is het Air Mass Transformation Model (AMT-model) ontwikkeld, dat, uitgaande van de baan die lucht in de tijd aflegt, goed in staat is de ontwikkeling van de grenslaag te beschrijven. Dit model wordt in hoofdstuk 2 summier beschreven; voor een volledige beschrijving wordt verwezen naar J. Reiff et al., 1984.

In hoofdstuk 3 worden de resultaten beschreven van een aantal experimenten met het AMT-model, op grond waarvan een aantal verbeteringen in het model wordt ingevoerd; de experimenten betreffen de keuze van het gebruikte windveld, de overgang van een stabiele naar een onstabiele modelgrenslaag en de verdamping in een droge vorstperiode. Daarnaast wordt voor een grote groep winterdagen een gedetailleerde vergelijking gemaakt tussen de atmosferopbouw, zoals berekend is door het model en zoals waargenomen is door de radiosonde-oplatingen van De Bilt. Op deze wijze leren we onder andere, welke processen in het AMT-model het eerst voor "verbetering" in aanmerking komen.

Hoofdstuk 4 bevat de conclusies.

## 2. Het Luchtmassatransformatiemodel

Het AMT-model beschrijft het temperatuur- en vochtprofiel van lucht in de grenslaag en in de vrije atmosfeer erboven langs een afgelegde baan (trajectorie). Tevens beschrijft het langs deze baan het verloop van de grenslaaghoogte en afgeleide meteorologische parameters, zoals stabiliteit en grenslaagbewolking. Het model is opgesplitst in twee deelmodellen, het trajectoriemodel en het grenslaagmodel.

### 2.1 Het trajectoriemodel

In dit model worden de trajectoriën bepaald op verschillende nivo's, i.h.a. op het 1000, 850, 700 en 500 mb vlak. Hiervoor wordt een 3-dimensionale beschrijving van de wind gebruikt. De trajectoriën kunnen worden bepaald over elke gewenste tijdsduur, de tijdstap bedraagt 2 uur; er wordt teruggerekend vanuit de plaats van aankomst, indien gewenst kan er ook vooruit gerekend worden vanaf een plaats van vertrek.

Voor operationele voorspeldoeleinden worden 12, 24 of 36-uurs trajectoriën gebruikt, in het onderzoek, bijvoorbeeld naar de verspreiding van luchtverontreiniging, worden ook de 48-uurs en 72-uurs trajectoriën gebruikt. Als aankomstpunt van de trajectoriën kan elke gewenste plaats worden gekozen. Terugwaartse trajectoriën bepalen dan een 'brongebied': Lucht stroomt vanuit het brongebied naar de 'plaats van aankomst'. In het brongebied wordt een vertikaal profiel van temperatuur en vocht geconstrueerd door gebruik te maken van radiosondewaarnemingen in of in de buurt van het brongebied. Ter illustratie in figuur 1 een voorbeeld van geanalyseerde trajectoriën.

### 2.2 Het grenslaagmodel

In dit één-dimensionale model wordt de lucht langs de grondtrajectorie verplaatst. De lucht in de grenslaag verandert van eigenschappen door interactie met het aardoppervlak en de vrije atmosfeer. Om deze veranderingen te berekenen worden met tijdstapjes van 10 minuten langs de grondtrajectorie de warmte- en vochtfluxen, de stralingsbalans, de mechanische turbulentie en de (eventuele) inmenging van lucht aan de top van de grenslaag bepaald.

Hiervoor zijn langs de trajectorie gegevens nodig: 1) van de geografische positie (het model moet weten of de lucht zich boven land of zee bevindt),

2) hoeveelheid bewolking die er boven land wordt verwacht en 3) bij advektie over zee, zeewatertemperaturen.

De toestand van de grenslaag kan stabiel of onstabiel zijn; onder onstabiele omstandigheden wordt uitgegaan van homogene menging over de hele grenslaag, waardoor de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid geen functie meer zijn van de hoogte maar beiden in de hele grenslaag constant zijn.

In een stabiele grenslaag wordt voor de potentiële temperatuur in het model een lineaire toename tot aan de top van de grenslaag verondersteld, terwijl voor de specifieke vochtigheid weer geldt, dat deze constant is met de hoogte in de grenslaag. In figuur 2 zijn schematisch een stabiele en een onstabiele grenslaag weergegeven.

Voor het berekenen van de grenslaaghoogte zijn grootschalige verticale bewegingen (bijvoorbeeld subsidentie in een hogedrukgebied) en turbulente verticale bewegingen, opgewekt door wrijving aan de grond en buoyancy, nodig. De grootschalige verticale bewegingen worden geleverd door het trajectoriemodel, de lokale turbulente verticale bewegingen volgen uit de warmtefluxberekeningen en de wrijvingsnelheid. Tevens is de grootte van de temperatuursprong net boven de top van de grenslaag van belang; hoe groter deze is, des te kleiner zal de groei van de grenslaag door inmenging van lucht boven de grenslaag zijn.

Omdat het model temperatuur en vochtigheid in de hele grenslaag berekent, is ook bekend wanneer er wolken of mist in de grenslaag ontstaan. Als criterium hiervoor geldt, dat de relatieve vochtigheid 100% moet zijn.

### 2.3 Verband tussen grenslaagopbouw en luchtverontreiniging

Het grootste deel van de emissies van luchtvervuilende stoffen vindt plaats in het onderste deel van de atmosfeer, de grenslaag. De dagelijkse gang in de toestand en hoogte van de grenslaag speelt een grote rol in de verspreiding van luchtverontreiniging. In de nacht is de grenslaag boven land ondiep en stabiel. Er vindt slechts geringe verticale uitwisseling plaats in de laag, alleen ten gevolge van mechanische turbulentie. In de grenslaag geloosde verontreiniging zal zich voornamelijk in horizontale richting, dus op bronhoogte, als een soort deken verspreiden, die met toenemende afstand vanaf de bron zich toch ook in verticale richting enigszins over de grenslaag uitsmeert. Omdat de grenslaag ondiep is, in het algemeen tussen 50 en 150 m., zullen hogere bronnen in de vrije



atmosfeer boven de grenslaag emitteren. Hier is geen turbulentie, dus de emissies verspreiden zich alleen in horizontale richting, op bronhoogte. In de ochtend wordt de stralingsbalans door de opkomende zon positief; de grond begint op te warmen en vervolgens de erboven gelegen lucht. De grenslaag wordt onstabiel, aan de grond opgewarmde lucht stijgt op, en er vindt inmenging, 'entrainment', van lucht uit de vrije atmosfeer plaats. Dit proces kan tamelijk snel gaan, en de verontreinigingen die 's nachts in de vrije atmosfeer boven de grenslaag waren geloosd komen nu in de grenslaag terecht. Dus naast alle aktuele emissies ook bijmenging van verontreinigingen van boven; dit alles mengt door de sterk verticale bewegingen snel over de hele, nog relatief ondiepe, grenslaag uit en ook aan de grond komen nu hog concentraties voor. Dit proces is bekend als fumigatie.

In de middag bereikt de grenslaag i.h.a. zijn maximale hoogte, nog steeds gedomineerd door sterke verticale uitwisseling in de hele laag. Omdat nu echter over een dikkere laag wordt gemengd, zullen de concentraties verontreinigende stoffen i.h.a. lager dan 's ochtends zijn. Schematisch is deze dagelijkse gang in grenslaagopbouw en verspreiding van luchtverontreiniging weergegeven in figuur 3.

In de loop van de middag wordt de stralingsbalans negatief door de ondergaande zon; de grond begint af te koelen en de konvektie houdt op: Een stabiele, ondiepe grenslaag begint weer op te bouwen. Het eventueel aanwezig zijn van mist of bewolking in de grenslaag is ook voor luchtverontreiniging van belang; in dat geval vinden er andere chemische omzettingen plaats dan in een 'heldere' grenslaag. De reaktiesnelheid van chemische omzettingen is in het algemeen een functie van temperatuur, vochtigheid en/of hoeveelheid kortgolvlige straling; daarom is kennis van deze parameters in de grenslaag voor luchtverontreinigingsdoeleinden ook van groot belang.

Uit bovenstaande mogen we concluderen, dat een goede beschrijving van de atmosferische grenslaag noodzakelijk is voor het luchtverontreinigingsonderzoek.

### 3. Resultaten

In dit hoofdstuk worden de resultaten beschreven van achtereenvolgens het gebruikte windveld, enkele criteria voor de overgang van stabiel naar onstabiel, een subjectieve beoordeling van model-temps en tenslotte een verdampingstest.

De experimenten zijn uitgevoerd voor de periode december 1981 tot en met februari 1982, omdat uit recent onderzoek is gebleken (zie figuur 4 a t/m f) dat de resultaten van het AMT-model (met als invoer BK4-winden) in het winterseizoen slechter zijn dan in andere seizoenen.

#### 3.1 Gevoeligheid van het AMT-model voor de keuze van het windveld

In dit hoofdstuk wordt de gevoeligheid van het AMT-model getest voor het gebruikte windveld. Dit wordt gedaan, door voor de hele winter het AMT-model te draaien, eenmaal met als invoer de winden van het BK4-model en eenmaal met de winden afkomstig van het ECMWF-model. Het BK4-model is een baroklien vorticiteitsmodel met 4 lagen (L. Heijboer, 1983) waarvan het laagste nivo zich bevindt op 1000 mb. Met behulp van de formule van Hesselberg (T. Hesselberg, 1915) wordt de wind berekend uit de 1000 mb prognoses.

Het ECMWF-model is een primitieve vergelijkingen model met 15 lagen, waarvan het laagste rekennivo zich bevindt op ruim 30 m hoogte. De 1000 mb wind, die door het ECMWF aan externe gebruikers ter beschikking wordt gesteld, wordt uit de onderste lagen van het ECMWF-model afgeleid. Als de atmosfeer erg stabiel en de windrichting en windsnelheid in de grenslaag sterk veranderen met de hoogte, zal het voor het AMT-model van belang zijn van welk windveld er gebruik wordt gemaakt. Als het windveld aan de grond wordt bepaald zonder dat voldoende rekening wordt gehouden met de stabiliteit en de ruwheid van het oppervlak, zal dit leiden tot een onnauwkeurige advektie van de grenslaag in het AMT-model. Daarom is vooral 's nachts en 's winters, als de opbouw van de grenslaag vaak stabiel is, te verwachten dat eventuele verschillen tussen de genoemde windvelden aan het licht komen. Tabel 1 laat zien, dat de winden op het laagste reken-nivo, afkomstig van het BK4-model, de geostrofische wind meer benaderen dan de grenslaagwind. Dit geldt in veel mindere mate voor de winden van het ECMWF. De windrichting met BK4 is 21° geruimd ten opzichte van de ECMWF-wind en 34° geruimd ten opzichte van de waargenomen wind op 10 m.

De windsnelheid is met BK4 ongeveer 2 maal zo groot als met ECMWF-invoer. Onder zeer stabiele omstandigheden of in aanwezigheid van een koude plaklaag zijn de verschillen nog groter (zie tabel 2a en 2b). In het AMT-model worden de fluxen 's nachts (en boven zee ook overdag) bepaald met behulp van de geostrofische wind (Reiff et al., 1984). Ook voor de berekening van de limietwaarde voor de grenslaaghoogte onder stabiele omstandigheden wordt de geowind gebruikt. Voor de geostrofische wind wordt de wind langs de grondtrajectorie genomen. Als de modelatmosfeer erg stabiel is, zal de ageostrofische windcomponent op het laagste nivo (waaruit de grondtrajectorie wordt bepaald) groot zijn. Met BK4-invoer zal dit leiden tot een redelijke benadering van de geostrofische wind (vanwege de geringe aanpassing met betrekking tot stabiliteit en wrijving in het BK4-model), met ECMWF-winden is dit zeker niet het geval. Een te lage schatting van de geostrofische windsnelheid zal leiden tot te kleine fluxen in de nacht en boven zee en, onder stabiele omstandigheden, een te kleine limietwaarde voor de grenslaaghoogte. Uit tabel 3 blijkt, dat in het model, zonder correctie voor dit verschinsel, de gemiddelde absolute sensibele warmtestroom om 06.00 GMT met ECMWF-winden ongeveer een faktor 2 kleiner is dan met BK4-winden.

Alvorens de resultaten te bespreken eerst een korte beschrijving van de gebruikte objectieve criteria om modelresultaten met de waarnemingen te vergelijken.

Gemiddelde systematische fout, in het vervolg aangeduid met  $m_e$ , is

$$m_e(x) = \Sigma(x_{\text{mod}} - x_{\text{obs}})/N$$

Gemiddelde absolute fout, aangeduid met  $m_{ae}$ , is

$$m_{ae}(x) = \Sigma |x_{\text{mod}} - x_{\text{obs}}|/N$$

Correlatiecoëfficiënt, aangeduid met  $cc$ , is

$$cc(x) = \frac{\Sigma[(x_{\text{mod}} - \bar{x}_{\text{mod}})(x_{\text{obs}} - \bar{x}_{\text{obs}})]}{\sqrt{\Sigma[(x_{\text{mod}} - \bar{x}_{\text{mod}})^2] \cdot \Sigma[(x_{\text{obs}} - \bar{x}_{\text{obs}})^2]}}$$

$x = T, q$  of  $h$ , waarin

$T =$  Temperatuur op 1.5 m

$q =$  Specifieke vochtigheid in de grenslaag

$h =$  grenslaaghoogte.

De resultaten van een vergelijking tussen BK4 en ECMWF (zonder flux-correctie) zijn weergegeven in tabel 4; we zien, dat  $mae(T)$  van  $2.8^\circ$  met BK4 daalt naar  $2.2^\circ$  met ECMWF, de  $mae(q)$  van  $0.7$  g/kg met BK4 terugloopt naar  $0.5$  g/kg met ECMWF en de  $mae(h)$  van  $305$  m met BK4 daalt naar  $220$  m met ECMWF. De correlatiecoëfficiënten worden met ECMWF-winden nog wat hoger, de  $me(T)$  en  $me(q)$  worden kleiner, de  $me(h)$  wordt iets slechter. Hieruit kunnen we concluderen, dat de modelresultaten verbeteren als ECMWF-windvelden worden gebruikt in plaats van BK4-winden. Het effect van de onderschatting van de geostrofische windsnelheid en daarmee de fluxen in de nacht en boven zee met ECMWF-winden vinden we niet terug in de resultaten, omdat we de vergelijking uitvoeren voor De Bilt om 1200 GMT. Dit betekent echter niet, dat het effect verwaarloosbaar is. Om toch een indruk te krijgen van de gevolgen van een onderschatting van de geostrofische windsnelheid, is de winter ook doorgerekend met een verdubbelde geowind in de fluxparametrisaties en in de berekening van de limietwaarde voor de grenslaaghoogte. De resultaten staan in tabel 5, maar mogen niet vergeleken worden met tabel 4, omdat voor deze test een inmiddels voor het stabiliteitscriterium aangepaste modelversie (zie 3.2) is gebruikt. Bovendien zijn vooral de resultaten van  $q$  nu beter, omdat in de eerder gebruikte versies van het AMT-model de menging van het vocht over een stabiele grenslaag op verkeerde wijze berekend werd. Met een verdubbelde geowind worden  $q$  en vooral  $h$  beter, terwijl  $T$  slechter wordt.

Terzijde: de temperatuur op  $1.5$  m is een onhandig gekozen parameter om in dit geval mee te verifiëren, omdat deze in een stabiele grenslaag in het model sterk afhankelijk is van het gekozen type van temperatuurprofiel. In heldere stralingsnachten of in koude plaklagen zien we vaak een soort 3e-machtprofiel en zeker geen lineair profiel, zoals aangenomen is in het AMT-model. De gemiddelde grenslaagtemperatuur zou een betere parameter zijn om mee te verifiëren.

Om te bepalen of er verschillen in advektie in de vrije atmosfeer voorkomen als we een ander windveld gebruiken, zijn de temperatuur en specifieke vochtigheid op  $700$  mb en  $500$  mb vergeleken met de waarnemingen. De resultaten staan in tabel 6a en b. Op  $700$  mb zijn de resultaten met ECMWF-winden vooral voor de temperatuur wat beter dan met BK4; met ECMWF is  $mae(T)$   $1.9^\circ$ , met BK4  $2.5^\circ$ ;  $cc(T)$  is met ECMWF  $0.90$ , met BK4  $0.84$  op het  $700$  mb vlak. Op  $500$  mb zijn de resultaten met ECMWF op grond van  $me(T)$  en  $me(q)$  beter, maar op grond van  $cc(T)$  en  $cc(q)$  slechter dan met BK4; zo is  $cc(T)$  op  $500$  mb met ECMWF  $0.84$ , maar met BK4  $0.90$ .

We kunnen concluderen dat de resultaten van het AMT-model met betrekking tot de grenslaag beter worden, als we in plaats van de BK4-windvelden die van het ECMWF gebruiken. Dit komt voornamelijk door een betere advektie in de grenslaag. De resultaten verbeteren nog meer als we in de op de ECMWF gegevens gebaseerde modelruns een betere schatting van de geostrofische windsnelheid gebruiken.

Een verdere verbetering van het model zou kunnen zijn, om de ECMWF-wind in een aangepast fluxparametrisatieschema te gebruiken, evenals de bepaling van de limiethoogte voor een stabiele grenslaag.

De resultaten met betrekking tot de vrije atmosfeer verbeteren maar weinig bij gebruik van ECMWF-winden.

Op grond van de resultaten wordt in het vervolg van dit artikel nog uitsluitend gebruik gemaakt van de ECMWF-windvelden, tenzij anders vermeld.

### 3.2 Criterium voor de overgang van stabiel naar onstabiel in de grenslaag.

In de nacht hebben we boven land te maken met een stabiele grenslaag, terwijl de grenslaag overdag boven land i.h.a. onstabiel wordt. De stabiele grenslaag is ondiep en wordt gekarakteriseerd door geringe verticale uitwisseling, uitsluitend ten gevolge van mechanische turbulentie. De top van de grenslaag is vaak onduidelijk aanwijsbaar.

De onstabiele grenslaag kan veel dikker worden, tot ongeveer 2000 m op een warme zomerdag, en wordt gekarakteriseerd door intensieve en snelle verticale uitwisseling over de hele laag tengevolge van opstijgende warme luchtbellens (buoyancy). De top van de grenslaag wordt nu vaak gemarkeerd door een duidelijke temperatuur- en vochtsprong.

Vanwege de grote verschillen tussen een stabiele en een onstabiele grenslaag, is in het AMT-model de opbouw van de grenslaag ingedeeld in stabiel of onstabiel (Reiff et al., 1984).

Tot nog toe wordt in het model het teken van de sensibele virtuele warmtestroom gebruikt als criterium voor het type van grenslaagopbouw; een positieve warmteflux (van oppervlak  $\rightarrow$  atmosfeer) komt overeen met een onstabiele grenslaag, negatieve warmteflux met een stabiele grenslaag; een overgang treedt op, zodra het teken van de warmteflux verandert.

Ten aanzien van de overgang van onstabiel naar stabiel is dit criterium aannemelijk: Zodra de warmteflux in de namiddag of avond negatief wordt en de afkoeling van het aardoppervlak begint, is de intensieve verticale

menging door de buoyancy afgelopen. Er bouwt zich vanaf de grond een nieuwe, stabiele grenslaag op.

In de ochtend echter, als de overgang van stabiel naar onstabiel gaat plaatsvinden, loopt het iets anders. Veelal heeft zich aan de grond een sterke nachtelijke inversie gevormd. Als de warmteflux vlak na zonsopkomst positief wordt en de opwarming van het aardoppervlak begint, kunnen er niet direkt warme luchtbelllen gaan opstijgen, want de temperatuur blijft dicht boven de grond nog enige tijd lager dan op iets grotere hoogte. Pas bij voldoende grote sensibele warmteflux wordt de buoyancy sterk genoeg om de grenslaag door te mengen en wordt de opbouw onstabiel. In deze sectie worden daarom enkele versies van het AMT-model besproken en getest die berusten op aanpassingen omtrent de overgang van stabiel naar onstabiel. Omdat in de winter de zon laag staat en daardoor de buoyancy maar gering zal zijn, is te verwachten dat juist in dit seizoen ook overdag de grenslaagopbouw soms nog stabiel is ondanks de positieve voelbare warmtestroom.

### 3.2.1 Drie klassen van stabiliteit

Het AMT-model wordt aangepast door een extra klasse van stabiliteit te definiëren om de grenslaag te beschrijven, als de opwarming vanaf de grond nog te gering is om de grenslaag konvektief te maken. Deze derde klasse tussen stabiel en onstabiel wordt licht onstabiel genoemd. In een licht onstabiele grenslaag wordt, net als in een stabiele grenslaag, een lineair profiel van potentiële temperatuur aangenomen, maar  $\partial\theta/\partial z$  zal onder invloed van de opwarming minder positief worden. Mechanische turbulentie bepaalt nog de verticale menging in de grenslaag. Pas als  $\partial\theta/\partial z$  een vast te stellen kritische waarde bereikt, vindt de overgang naar onstabiel plaats.

Op grond van een test met 10 geselecteerde winterdagen is hiervoor als criterium gekozen:  $\partial\theta/\partial z = 0.5^\circ/100\text{m}$ . In de winter blijkt de grenslaagopbouw met deze modelversie in ruim 50% van de gevallen om 12.00 GMT, bij aankomst in De Bilt, licht onstabiel te zijn; in de zomer komt een licht onstabiele grenslaag maar zelden voor. In tabel 7 staan de resultaten van de oude en de aangepaste modelversie. De gebruikte windvelden zijn nog afkomstig van het BK4-model. Het model verbetert nauwelijks met een extra klasse van stabiliteit; voor T en q maakt de aanpassing weinig verschil (me(T) beter, maar cc(T) slechter); me(h) daalt van 105 naar 40 m, mae(h) daalt van 305 naar 270 m.

### 3.2.2 Verhouding tussen buoyancy en mechanische turbulentie

Fysisch gezien is het invoeren van een extra klasse van stabiliteit, zoals beschreven in 3.2.1, met als criterium de gekozen temperatuurgradiënt slecht gefundeerd.

Volgens onderzoek van Dresser (1980) en Deardorff (1974) blijkt de overgang van stabiel naar onstabiel, gedefinieerd als een toestand met "buoyancy door de hele grenslaag", plaats te vinden als de verhouding tussen grenslaaghoogte en Monin-Obukhovlengte een waarde van  $-5$  à  $-10$  heeft bereikt. Dit criterium kan ook worden opgevat als een kritische waarde voor de verhouding tussen buoyancy ( $w_*$ ) en mechanische turbulentie ( $u_*$ ), want er geldt:

$$w_* = (h \cdot \frac{g}{\theta} \cdot \overline{w\theta})^{1/3}$$

$$L = -\theta u_*^3 / kgh,$$

dus  $w_* = (-h/kL)^{1/3} \cdot u_*$  en de verhouding  $w_*/u_* = (-h/kL)^{1/3}$ ;

Hierin is  $g$  de zwaartekrachtversnelling,  $\overline{w\theta}$  het verticale transport van warmte en  $k$  de Von Karman constante (0.41).

Dus voor  $h/L > -5$  à  $10$  kunnen we ook schrijven:

$$w_*/u_* > 2.3 \text{ à } 2.9.$$

We kunnen op grond van dit criterium stellen, dat als de buoyancy 2 à 3 maal zo groot is als de mechanische turbulentie, de overgang van stabiel naar onstabiel plaatsvindt.

Omdat er geen harde waarde voor het criterium bekend is, wordt voor 3 waarden voor  $w_*/u_*$  nl. 1.7, 2.3 en 3.0, het winterseizoen doorgerekend; omdat van ECMWF-winden gebruik wordt gemaakt, wordt de geowind verdubbeld ter bepaling van de fluxen en de limiethoogte van de stabiele grenslaag. Omdat het mengen van het vocht in de stabiele grenslaag nu op de juiste wijze gebeurt, mogen de resultaten niet vergeleken worden met de originele modelversie. In tabel 8 staan de resultaten met 3 versies van  $w_*/u_*$ . \*

Uit de tabel blijkt, dat het moeilijk is om een keuze te maken voor de beste waarde van het criterium  $w_*/u_*$ ; blijkbaar is het AMT-model niet zo gevoelig voor een bepaalde waarde van  $w_*/u_*$  in de buurt van 2 à 3. Wel zien we, dat  $me(h)$  negatiever wordt naarmate het criterium wat hoger ligt, omdat de grenslaag dan in veel gevallen later

\* Na afloop van dit onderzoek is nog een codefout in de overgang onstabiel - stabiel verbeterd; De, waarschijnlijk geringe, invloed op de resultaten is op dit moment nog niet bekend.

onstabiel wordt of zelfs stabiel blijft. Ook de temperatuur is gemiddeld lager als het criterium hoger ligt, omdat een stabiele opbouw dan meer kan voorkomen.

Terzijde: Met betrekking tot de grenslaaghoogte dient opgemerkt te worden dat deze in een stabiele grenslaagopbouw met een faktor 2 kan worden onderschat in vergelijking met de waarnemingen vanwege de aanname van een lineair temperatuurprofiel in plaats van bijvoorbeeld een 3e-machtprofiel. Zie hiervoor figuur 5. Aangezien in winter 1981/1982 in 57% van de gevallen de grenslaagopbouw om 1200 GMT te De Bilt nog stabiel is, kunnen de resultaten voor h significant te laag uitkomen.

Een tweede methode om tot een keuze van het beste criterium voor  $w_*/u_*$  te komen is: In hoeveel gevallen komt het type opbouw (stabiel of onstabiel) van de modelgrenslaag overeen met de waarneming.

Hiertoe worden alleen de duidelijk te classificeren temps van De Bilt gebruikt, waardoor er 77 gevallen overblijven. Als  $\partial T/\partial z < -0.4^\circ/100 \text{ m}$ , wordt de opbouw onstabiel genoemd, in de overige gevallen, dus  $\partial T/\partial z > -0.4^\circ/100 \text{ m}$ , is de opbouw stabiel.

De resultaten voor de 3 modelversies staan in tabel 9. We zien een duidelijke verschuiving van weinig (50%) naar veel (86%) stabiele treffers ten koste van het aantal treffers in de onstabiele klasse, als we het criterium verhogen van 1.7 via 2.3 naar 3.0. Het criterium 3.0 lijkt te streng, zodat een onstabiele modelgrenslaag onterecht weinig voorkomt, maar 1.7 is waarschijnlijk net te licht. Echter, in het model betekent een onstabiele opbouw een droogadiabatisch temperatuurverloop ( $\partial T/\partial z \sim -1^\circ/100 \text{ m}$ ), en een grenslaag met  $\partial T/\partial z < -0.4^\circ/100 \text{ m}$  zal stabiel kunnen zijn, in tegenstelling tot de waarnemingen. Als we de gevallen waarbij dit voorkomt, in overeenstemming met de waarnemingen, ook onstabiel noemen, dan wordt het aantal 'onstabiele' treffers iets groter; Dit is in tabel 10 weergegeven voor de 3 modelversies. Ook op grond van deze methode om het model tegen de waarnemingen te testen is het moeilijk, om een duidelijke keuze van het criterium van  $w_*/u_*$  te maken. Met 2.3 en 3.0 voor  $w_*/u_*$  worden wat meer (64 resp. 65%) treffers behaald dan met 1.7 (61% van de gevallen goed). Echter, met 3.0 wordt het percentage 'onstabiele' treffers wel erg laag, nl. 36%, terwijl dit percentage met 2.3 48% is.



We kunnen concluderen, dat als criterium voor de overgang van stabiel naar onstabiel een bepaalde verhouding tussen buoyancy en mechanische turbulentie, de resultaten van het AMT-model bevredigend zijn voor de temperatuur en de vochtigheid. De grenslaaghoogte blijft, zeker in de winter als de toestand regelmatig stabiel is, een moeilijk te voorspellen parameter. Dit wordt voor een deel veroorzaakt door het feit, dat onder stabiele omstandigheden de model-grenslaaghoogte vaak met een faktor 2 wordt onderschat in vergelijking met de waarneming (figuur 5) vanwege de keuze van een lineair temperatuurprofiel in de stabiele grenslaag.

Een duidelijke keuze van de waarde voor het  $w_*/u_*$ -criterium in het gebied 1.7 - 3.0 is op grond van dit onderzoek niet te maken. De resultaten zijn met  $w_*/u_* > 2.3$  iets beter dan met 1.7 of 3.0. De resultaten van de in deze sectie besproken modelversies kunnen niet vergeleken worden met de originele modelversie, omdat de fout in de vochtformule in een laat stadium van dit onderzoek werd ontdekt.

### 3.3 Subjectieve beoordeling van modelvoorspellingen

In deze sectie worden door het AMT-model berekende temps op het oog vergeleken met de radiosondeoplectingen van 1200 GMT te De Bilt. Hiertoe wordt uit elke wintermaand een aaneengesloten groep van 11 dagen gebruikt. Op deze wijze hopen we meer inzicht in de eventueel optredende systematische verschillen tussen model en werkelijkheid te verkrijgen. De resultaten worden voor elke groep afzonderlijk besproken. In dit onderzoek wordt alleen naar de temperatuur gekeken.

Periode 06.12.1981 t/m 16.12.1981

Het weertype in deze periode was over het algemeen onbestendig, doordat er regelmatig depressies over West- of Midden-Europa naar het Oosten trokken in een sterke, zuidelijk van ons land gelegen West-Circulatie. Het was met name in de tweede helft van de periode vrij koud en er viel af en toe sneeuw van betekenis. Voornaamste moeilijkheden voor het model:

- Bij advektie uit een zuid-westelijke richting komt het 4 maal voor, dat de lucht in het onderste deel van de grenslaag over Frankrijk en West-België trok voordat de lucht De Bilt bereikte, maar dat in het model de lucht een flink stuk over zee aflegt en bovendien een grotere snelheid heeft. Dit blijkt uit een onder deze omstandigheden 'normale' nachtelijke afkoeling in de temp die De Bilt om 1200 GMT te

zien geeft, terwijl advektie van zee een veel geringere afkoeling te zien zou geven. Blijkbaar moet de ECMWF-wind op het onderste nivo, die de advektie in de grenslaag bepaalt, onder stabiele omstandigheden nog sterker aan stabiliteit en ruwheid van het aardoppervlak worden aangepast. In figuur 6 is de situatie van 7-12-1981 weergegeven.

- Als er snel een depressie over Nederland trekt (gebeurt op 3 dagen in deze periode) werkt het model niet goed. De advektie-trajectoriën zijn dan onbetrouwbaar. In figuur 7 zijn de profielen van 11-12-1981 weergegeven, een dag waarop een diepe depressie over Zuid-Nederland trekt; in de vrije atmosfeer lopen de verschillen tussen modeltemperatuur en waarneming op tot ruim 10°.
- Tijdens de aanwezigheid van een sneeuwdek (in deze periode op 3 dagen) werkt het huidige model, zoals bekend, niet goed, omdat het 'model-albedo' (is 0.23) niet wordt aangepast aan het albedo behorend bij een sneeuwdek (is 0.90). Dit resulteert in een te warme grenslaag in het model. Vooral op 16-12-1981 beïnvloedde het aanwezige sneeuwdek de resultaten van het AMT-model met betrekking tot de grenslaag negatief, zie figuur 8. De modelgrenslaag is 3° warmer dan de waargenomen grenslaag. Als bekend is waar sneeuw ligt langs de grondtrajectorie en het albedo overeenkomstig het sneeuwdek op bijvoorbeeld 0.90 wordt gezet, is dit probleem te verhelpen.

Periode 17.01.1982 t/m 27.01.1982

Het weertype in deze periode werd bepaald door hogedrukgebieden, die in de eerste helft van het tijdvak een zuidelijke stroming in stand hielden met flinke opklaringen, maar na de doortocht van enkele zwakke fronten vanaf de oceaan in de tweede helft van het tijdvak de oorzaak waren van een rustig weertype met herhaaldelijk mist of laaghangende bewolking. Vanaf 26-01-1982 drongen depressies vanaf de oceaan tot Europa door en werd het weertype onbestendig. In deze periode waren de moeilijkheden voor het AMT-model:

- Bij advektie over de Ardennen treedt in het model een sterke daling van de lucht op in het onderste deel van de atmosfeer. Zo blijkt de grondtrajectorie gedurende de 12 uur voordat de lucht in De Bilt aankomt in zulke gevallen (in totaal 3) 400-500 m te dalen, hetgeen resulteert in een droog-adiabatische opwarming van 4-5 graden. De modelgrenslaag blijkt nu gemiddeld 3-5 graden te warm te zijn, zie

figuur 9. Het is waarschijnlijk, dat de lucht onderin de atmosfeer voor een deel om de Ardennen heen gaat, zeker als de grenslaag stabiel is, waardoor een eventuele opwarming maar klein zal zijn. Dit probleem is oplosbaar als gebruik wordt gemaakt van een nauwkeuriger model om het drie-dimensionale windveld in bergachtig gebied te bepalen.

- Als er in het model mist ontstaat in de nacht, stopt de afkoeling van de grenslaag, hetgeen kan resulteren in een te warme grenslaag, wanneer er in werkelijkheid geen mist ontstaat. Dit komt in deze periode drie keer voor. Voor een deel kan dit probleem worden opgelost door het toelaten van 'buoyancy upside-down' in het model.
- Ontstaat er in werkelijkheid wel stralingsmist in de nacht (3 gevallen), dan zal de top van de mistlaag door netto uitstraling verder kunnen gaan afkoelen. Door 'omgekeerde' buoyancy of 'buoyancy upside-down' (koude lucht vanaf de top van de mistlaag zakt naar beneden) kan ook de grenslaag nog langzaam verder afkoelen. In het model gebeurt dit niet. Het 'natmaken' van het model en het toelaten van 'buoyancy upside-down' zal dit probleem kunnen verhelpen.
- In een situatie met een zwakke stroming, zoals het geval is op 24 en 25-01-1982, treden soms grote verschillen op tussen modeltemperatuur en waarneming. Mogelijk oorzaak hiervan is, dat de horizontale en verticale advektie nu minder betrouwbaar kunnen zijn, omdat lokale verschijnselen (bv. land-zee circulaties) een grotere rol spelen. Bovendien zullen lokale terreineigenschappen bij weinig wind een grotere invloed hebben op de temperatuur en vochtigheid op een bepaalde plaats. Een kortere tijdstap (komt overeen met een kleinere roosterpuntsafstand in een euleriaans model) en een meer gedetailleerde beschrijving van de oppervlakte langs de grondtrajectorie leiden in zulke situaties mogelijk tot betere resultaten. In figuur 10 is de situatie weergegeven voor 25-01-1982.
- In gevallen met regen, niet gekoppeld aan een actieve depressie dichtbij of over Nederland (26 en 27-01-1982), werkt het model redelijk. Zie figuur 11.

Periode 17.02.1982 t/m 27.02.1982

Een hogedrukgebied, dat in deze periode langzaam van Skandinavië naar Oost-Europa trok, veroorzaakte in ons land een oostelijke stroming waarmee koude, continentale lucht werd aangevoerd. Het vror in het algemeen licht tot matig en er viel geen neerslag. Vanaf 26-02-1982 kwam het weer geleidelijk onder invloed van een depressie nabij IJsland. Een zwak front bereikte ons op de 27e, maar bracht geen neerslag. Wel betekende de doortocht van dit front het einde van de vorstperiode. Probleemgevallen voor het AMT-model:

- In gevallen met een duidelijk waarneembare subsidentie-inversie komt het een paar keer voor, dat het model de hoogte waarop de inversie zich bevindt redelijk voorspelt, maar de sterkte ervan behoorlijk onder- of overschat. Waarschijnlijk wordt dit veroorzaakt door onjuiste verticale bewegingen op deze dagen. Ter illustratie in figuur 12 de situatie van 18-02-1982.
- Als er een dikke laag laaghangende bewolking aanwezig is zonder wolkendeke erboven, kan deze laag door 'buoyancy upside-down' tengevolge van afkoeling aan de top van de wolkenlaag enigszins gaan doormengen. Het resulterend temperatuurprofiel is ongeveer volgens een nat-adiabaat. In het model treedt 'buoyancy upside-down' niet op met als gevolg een onjuist voorspeld temperatuurverloop in deze laag. Dit effect, dat bij een 'nat model' verholpen is, heeft waarschijnlijk een rol gespeeld op 17-02-1982, zie figuur 13.
- In een droge vorstperiode zonder sneeuwdek zal er maar weinig verdamping optreden. Het model houdt geen rekening met deze mogelijkheid, zodat er teveel verdamping in het model optreedt. Het gevolg is dan een te vochtige, koude en ondiepe grenslaag (zie figuur 14). In sectie 3.4 wordt een aparte verdampingstest uitgevoerd om de grootte van dit probleem in te schatten.

### 3.4 Verdamping in het AMT-model gedurende een vorstperiode

De energiebalans voor het systeem aarde-atmosfeer leert ons, dat de energie-inhoud van de netto-straling wordt verdeeld over bodemwarmtestroom, sensibele warmtestroom en latente warmtestroom. Als er geen verdamping kan plaatsvinden, blijft er dus meer energie over voor de sensibele warmtestroom en bodemwarmtestroom (zie bijlage 1). Dit zou overdag resulteren in een hogere temperatuur en lagere vochtigheid in de grenslaag; bovendien zal de dikte van de grenslaag door een sterkere

buoyancy nu groter zijn.

In de periode 17 t/m 27 februari 1982 stroomde met oostelijke winden vrij koude en droge continentale lucht over Nederland: Er viel geen neerslag en het vroom i.h.a. licht tot matig. Op dagen met veel zon kwam de temperatuur in de middag soms boven het vriespunt. Er lag geen sneeuwdek in en nabij Nederland. Onder deze combinatie van omstandigheden is het zeer waarschijnlijk, dat er overdag maar weinig verdamping plaatsvindt. In het AMT-model wordt echter gerekend met een verdamping, behorende bij een met vocht verzadigde bodem. Uit de resultaten van het AMT-model voor deze periode blijkt (zie tabel 11), dat de grenslaaghoogte gemiddeld 105 m en de temperatuur gemiddeld  $1.2^\circ$  lager uitkomt dan de waarnemingen. De gemiddelde vochtigheid was  $0.2 \text{ g/kg}$  hoger dan de waarnemingen. Alleen voor de temperatuur geldt, dat de resultaten van deze periode significant afwijken van die voor de hele winterperiode (zie tabel 8). Echter, omdat er in december en januari ook enkele vorstperiodes voorkwamen, zou het kunnen, dat over het hele winterseizoen de gemiddelde verdamping ook overschat wordt. In dit experiment is de hele periode opnieuw doorgerekend, éénmaal met een gehalveerde verdamping en éénmaal zonder verdamping. Dit is uitgevoerd door de bodemvochtparameter  $\beta_1$  (zie bijlage 1) in plaats van op 1 (komt overeen met een verzadigde bodem) respectievelijk op 0.5 en 0 te zetten. Een kurkdroge bodem, waar geen verdamping kan plaatsvinden, komt overeen met  $\beta_1 = 0$ .

Uit de resultaten (zie tabel 11) blijkt, dat de resultaten voor T en h verbeteren als we de verdamping halveren of zelfs 0 stellen. Met  $\beta_1 = 0$  wordt  $me(T)$   $0.3^\circ$  en  $me(h)$  5 m;  $me(q)$  daalt van  $0.2 \text{ g/kg}$  met  $\beta_1 = 1$  tot  $-0.3 \text{ g/kg}$  met  $\beta_1 = 0$ , terwijl  $me(q)$  met  $\beta_1 = 0.5$   $-0.2 \text{ g/kg}$  is.

Samenvattend kunnen we stellen, dat in droge vorstperiodes zonder sneeuwdek een vermindering van de verdamping met 50-100% in het AMT-model leidt tot betere resultaten t.a.v. de temperatuur- en de grenslaaghoogtevoorspelling door het AMT-model. T.a.v. de specifieke vochtigheid is geen verbetering in de resultaten waarneembaar als we  $\beta_1$  op  $\frac{1}{2}$  of 0 zetten. Waarschijnlijk zouden de resultaten met  $\beta_1 = \frac{3}{4}$  wel iets beter worden vanwege het verloop van  $me(q)$  van  $\beta_1 = 1$  naar  $\beta_1 = \frac{1}{2}$ . Of vermindering van verdamping in een droge zomerperiode ook leidt tot betere resultaten van het AMT-model, moet onderzocht worden.

#### 4. Conclusies

In dit artikel worden een aantal experimenten beschreven die met het AMT-model zijn uitgevoerd. Alle experimenten zijn uitgevoerd voor het winterseizoen (1981/1982), omdat gebleken was uit recent onderzoek dat juist voor de winter de resultaten van het AMT-model minder goed zijn dan voor de overige seizoenen.

1) Het blijkt, dat het model gevoelig is voor de keuze van het type windveld als invoer. De resultaten van het AMT-model met ECMWF-windvelden zijn beter dan met windvelden, afkomstig van het BK4-model. Dit is vooral gelegen in het feit, dat het ECMWF-model beter is aangepast aan stabiliteit en wrijving aan het aardoppervlak, waardoor de advektie in de grenslaag beter overeenkomt met de werkelijkheid. Een gevolg is wel, dat de ECMWF-grenslaagwind de geostrofische wind zeker niet benadert. Als eerste benadering is daarom de windsnelheid op het laagste nivo verdubbeld voor het berekenen van de fluxen en de limiethoogte van de stabiele grenslaag. De resultaten met ECMWF-winden worden dan nog beter. Een verder verbetering zou kunnen zijn, om de formules voor fluxen en de limiethoogte aan te passen aan een gemiddelde grenslaagwind in plaats van aan de geostrofische wind.

2) Voor de overgang van stabiel naar onstabiel in de grenslaag wordt een nieuw criterium ingevoerd, gebaseerd op een bepaalde verhouding tussen buoyancy ( $w_*$ ) en mechanische turbulentie ( $u_*$ ). Het blijkt, dat een exacte waarde voor deze verhouding moeilijk te bepalen is. Op grond van dit onderzoek levert de beste theoretische schatting, 2.3, iets betere resultaten dan 1.7 of 3.0.

3) Door voor een grote groep winterdagen een gedetailleerde vergelijking te maken tussen de atmosfeeropbouw, zoals berekend is door het model en zoals waargenomen is, leren we onder meer, welke processen in het AMT-model het eerst voor verbetering in aanmerking komen. Zo blijkt bijvoorbeeld, dat het model bij advektie over de Ardennen een te sterk föhneffekt creëert, dat het snel overtrekken van een depressie problemen levert voor de advektie in het model, dat het model niet afkoelt in aanwezigheid van mist door het ontbreken van 'buoyancy upside-down' in het model en dat de verdamping in het AMT-model in een droge vorstperiode wordt overschat.

4) T.a.v. de verdamping is voor een vorstperiode zonder sneeuw een aparte test uitgevoerd, door het model te draaien met tot 50% en tot 0% gereduceerde verdamping. De resultaten van het model blijken inderdaad licht te verbeteren bij reductie van de verdamping.

5) Suggesties, die onder andere uit dit onderzoek naar voren komen ter verdere verbetering van het AMT-model:

- het model 'nat' maken (condensatie, neerslagvorming)
- in aanwezigheid van een sneeuwdek het albedo aanpassen
- fluxparametrisatie en berekening van de limiethoogte van de stabiele grenslaag afhankelijk maken van een grenslaagwind of 10 m wind
- tijdens stabiele omstandigheden moet de advektie in de grenslaag sterker gerelateerd worden aan wrijving aan het aardoppervlak en mate van stabiliteit.

## Literatuur

- De Bruin, H.A.R. and A.A.M. Holtslag, 1982: A simple parameterization of the surface fluxes of sensible and latent heat during daytime compared with the Penman-Monteith approach. *J. Appl. Meteor.*, 21, 1610-1621.
- Burridge, D.M. and A.J. Gadd, 1977: The meteorological office operational 10-level numerical weather prediction model. *Sci. Paper No. 34*, Meteor. Offic, London, Bracknell, Berkshire RG12 2SZ, England, 1-39.
- Deardorff, J.W., 1974: Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Boundary Layer Met.*, 7, 199-226.
- Dresser, A.L., 1980: Efficient Modelling of the Atmospheric Planetary Boundary Layer. M.S. dissertation, Dept. of Met., The Pennsylvania State University, University Park, PA, 80 pp.
- Hesselberg, T., 1915: Ueber eine Beziehung zwischen Druckgradient, Wind und Gradientenänderungen. *Veröff. Geoph. Inst. Leipzig, Serie 2, 1*, 207-210.
- Heijboer, L.C., 1983: Het operationele BK4-model. *Int. Publ. DM-83-15*.  
[ Unpublished manuscript ] KNMI
- Reiff, J. et al., 1984: An Air Mass Transformation Model for short-range weather forecasting. *Monthly weather review*, 112, no.3, 393-412.



## Tabellen en Figuren

### Tabel 1

Windrichting (dd) en windsnelheid (v, m/s) op het laagste rekennivo van het AMT-model bij aankomst in De Bilt, 1200 GMT, voor 72 winterdagen. Windvelden afkomstig van het BK4-model en het ECMWF-model. In de laatste kolom de waargenomen wind op 10 m.

### Tabel 2

- a) Als tabel 1, voor 14 dagen waarop de waargenomen grenslaagopbouw om 1200 GMT te De Bilt stabiel is.
- b) Als tabel 1, voor 14 dagen waarop een koude plaklaag aanwezig is om 1200 GMT, De Bilt.

### Tabel 3

Gemiddelde absolute ( $\bar{H}$ ) en gemiddelde ( $\overline{H}$ ) warmtestroom in  $W/m^2$  om 06.00 GMT, als berekend door het AMT-model, éénmaal met BK4-windvelden en éénmaal met ECMWF-windvelden.

### Tabel 4

Vergelijkingen van de resultaten met BK4-winden en ECMWF-winden in het AMT-model aan de hand van objectieve criteria als beschreven in 3.1. In de eerste kolom gemiddelde van waarnemingen van temperatuur op 1.50 m ( $^{\circ}C$ ), specifieke vochtigheid over hele grenslaag (g/kg) en grenslaaghoogte (m).

### Tabel 5

Invloed van verdubbelen van de geostrofische windsnelheid ( $V_g \times 2$ ) in het AMT-model bij gebruik van ECMWF-windvelden. Het stabiliteitscriterium is  $w_*/u_* > 1.7$ .

### Tabel 6

- a) Als tabel 4, maar met resultaten en waarnemingen voor het 700 mb vlak.
- b) Als tabel 4, maar met resultaten en waarnemingen voor het 500 mb vlak.

### Tabel 7

Vergelijking van de resultaten van de originele modelversie (J. Reiff et al., 1984) en een versie met 3 klassen van stabiliteit.

## Tabel 8

Vergelijking van de resultaten van 3 modelversies, elke met een verschillende waarde voor het stabiliteitscriterium  $w_*/u_*$ .

## Tabel 9

Vergelijking van de resultaten van 3 modelversies (zie tabel 8) aan de hand van de overeenkomst tussen waargenomen (OBS) grenslaagopbouw (S = stabiel, 0 = onstabiel) en door het model berekende opbouw.

% goed = percentage van de 77 gevallen, dat modelopbouw overeenkomt met de waargenomen opbouw.

% S goed = percentage van de 44 waargenomen stabiele gevallen, dat modelopbouw ook stabiel is.

% 0 goed = percentage van de 33 waargenomen onstabiele gevallen, dat modelopbouw onstabiel is.

## Tabel 10

Als tabel 9, maar de modelopbouw wordt nu ook onstabiel genoemd als  $(\partial T/\partial z)_{\text{model}} < -0.4^\circ/100 \text{ m}$  en waargenomen opbouw onstabiel is.

## Tabel 11

Vergelijking van de resultaten van het AMT-model met volledige verdamping ( $\beta_1 = 1$ ), gehalveerde verdamping ( $\beta_1 = \frac{1}{2}$ ) en geen verdamping ( $\beta_1 = 0$ ).

Figuur 1

Voorspelde 24-uurstrajectoriën op 4 nivo's (1000, 850, 700 en 500 mb) voor de situatie van 05/06.01.1985, aankomst in De Bilt om 00.00 GMT.

Figuur 2

Schematische weergave van het verloop van specifieke vochtigheid ( $q$ ) en potentiële temperatuur ( $\theta$ ) met de hoogte ( $P$ ).

- a) Opbouw van de grenslaag  $P_0$ - $P_1$  is stabiel.
- b) Opbouw van de grenslaag  $P_0$ - $P_1$  is onstabiel.

Figuur 3

Schematische weergave van de ontwikkeling van de grenslaag en de gevolgen die dit heeft voor de verspreiding van luchtverontreiniging.

Figuur 4

Verband tussen de resultaten van het AMT-model en het seizoen; seizoen 1 = winter (dec., jan. en febr.), seizoen 2 = lente (mrt., april, mei), seizoen 3 = zomer (juni, juli, aug.), seizoen 4 = herfst (sept., okt., nov.).

- a)  $mae(T)$
- b)  $mae(q)$  als percentage van de gemiddelde waarnemingen
- c)  $mae(h)$  als percentage van de gemiddelde waarnemingen
- d)  $cc(T)$
- e)  $cc(q)$
- f)  $cc(h)$ .

Figuur 5

Verloop van potentiële temperatuur ( $\theta$ ) met de hoogte ( $P$ ) in een stabiele grenslaag.

getrokken lijn: waarneming,  $h_{obs}$  = top van de grenslaag.

gestippelde lijn: model,  $h_{model}$  = top van de grenslaag.

Figuur 6 t/m 14

Verloop van potentiële temperatuur ( $\theta$ ) met de hoogte ( $P$ ) in De Bilt op datum en tijdstip als weergegeven in het kader links boven.

getrokken lijn: waarneming

gestippelde lijn: model.

Tabel 1

N = 72	BK4	ECMWF	OBS
dd	209	188	175
v	12.2	6.6	2.8

Tabel 2a

N = 14	BK4	ECMWF	OBS
dd	204	185	165
v	9.7	5.4	2.3

Tabel 2b

N = 14	BK4	ECMWF	OBS
dd	190	170	146
v	14.3	5.3	2.1

Tabel 3

N = 72	BK4	ECMWF
$\bar{H}$	39	18
$\bar{H}$	-9	-8

Tabel 4

	OBS. GEM.	BK4 (N=78)	ECMWF (N=86)
me (T)		1.6	0.5
mae(T)	$\bar{T} = 1.2$	2.8	2.2
cc (T)		0.79	0.82
me (q)		0.2	0.1
mae(q)	$\bar{q} = 3.9$	0.7	0.5
cc (q)		0.82	0.84
me (h)		105	-145
mae(h)	$\bar{h} = 355$	305	220
cc (h)		0.05	0.15

Tabel 5

	$w_*/u_* > 1.7$	$w_*/u_* > 1.7 \ \& \ v \times 2$ g
me (T)	0.5	0.3
mae(T)	2.1	2.4
cc (T)	0.84	0.79
me (q)	0.2	0.1
mae(q)	0.4	0.4
cc (q)	0.90	0.92
me (h)	-150	- 45
mae(h)	220	145
cc (h)	0.18	0.56

Tabel 6a

p = 700 mb	OBS. GEM.	BK4 (N=75)	ECMWF (N=84)
me (T)		-0.9	0.4
mea(T)	$\bar{T} = -9.8$	2.5	1.9
cc (T)		0.84	0.90
me (q)		0.4	0.1
mea(q)	$\bar{q} = 1.3$	0.6	0.6
cc (q)		0.76	0.69

Tabel 6b

p = 500 mb	OBS. GEM.	BK4 (N=66)	ECMWF (N=67)
me (T)		-1.4	-0.6
mea(T)	$\bar{T} = -25.7$	2.2	2.3
cc (T)		0.90	0.84
me (q)		0.3	0.2
mea(q)	$\bar{q} = 0.4$	0.4	0.4
cc (q)		0.50	0.44

Tabel 7

N = 78	OBS. GEM.	Oude Versie	3 klussen
me (T)		1.6	-0.1
mea(T)	$\bar{T} = 0.5$	2.8	2.8
cc (T)		0.79	0.74
me (q)		0.2	0.2
mea(q)	$\bar{q} = 3.7$	0.7	0.7
cc (q)		0.82	0.82
me (h)		105	40
mea(h)	$\bar{h} = 350$	305	270
cc (h)		0.05	0.04

Tabel 8

N = 86		OBS. GEM.	$w_*/u_* > 1.7$	$w_*/u_* > 2.3$	$w_*/u_* > 3.0$
me (T)			0.3	-0.4	-0.9
mae(T)	$\bar{T} = 1.2$		2.4	2.3	2.3
cc (T)			0.79	0.82	0.82
me (q)			0.1	0.1	0.1
mae(q)	$\bar{q} = 3.9$		0.4	0.4	0.4
cc (q)			0.92	0.91	0.91
me (h)			- 45	- 95	-100
mae(h)	$\bar{h} = 355$		145	155	145
cc (h)			0.56	0.36	0.42

Tabel 9

N = 77		$w_*/u_x > 1.7$		$w_*/u_* > 2.3$		$w_*/u_* > 3.0$	
		OBS		OBS		OBS	
		S	O	S	O	S	O
M	S	22	22	S 33	21	S 38	26
O							
D	O	22	22	O 11	12	O 6	7
% goed			57		58		58
% S goed			50		75		86
% O goed			67		36		21

Tabel 10

		$w_*/u_* > 1.7$		$w_*/u_* > 2.3$		$w_*/u_* > 3.0$	
		OBS		OBS		OBS	
		S	O	S	O	S	O
M	S	22	8	S 33	17	S 38	21
O							
D	O	22	25	O 11	16	O 6	12
% goed		61		64		65	
% S goed		50		75		86	
% O goed		76		48		36	

Tabel 11

N = 11	OBS. GEM.	$\beta_1 = 1$	$\beta_1 = 0.5$	$\beta_1 = 0$
me (T)		-1.2	-0.3	0.3
mae(T)	$\bar{T} = -0.2$	2.2	1.9	1.8
cc (T)		0.51	0.55	0.53
me (q)		0.2	-0.2	-0.3
mae(q)	$\bar{q} = 3.0$	0.4	0.4	0.4
cc (q)		0.68	0.67	0.70
me (h)		-105	- 55	5
mae(h)	$\bar{h} = 435$	260	210	195
cc (h)		- 0.23	- 0.16	0.07



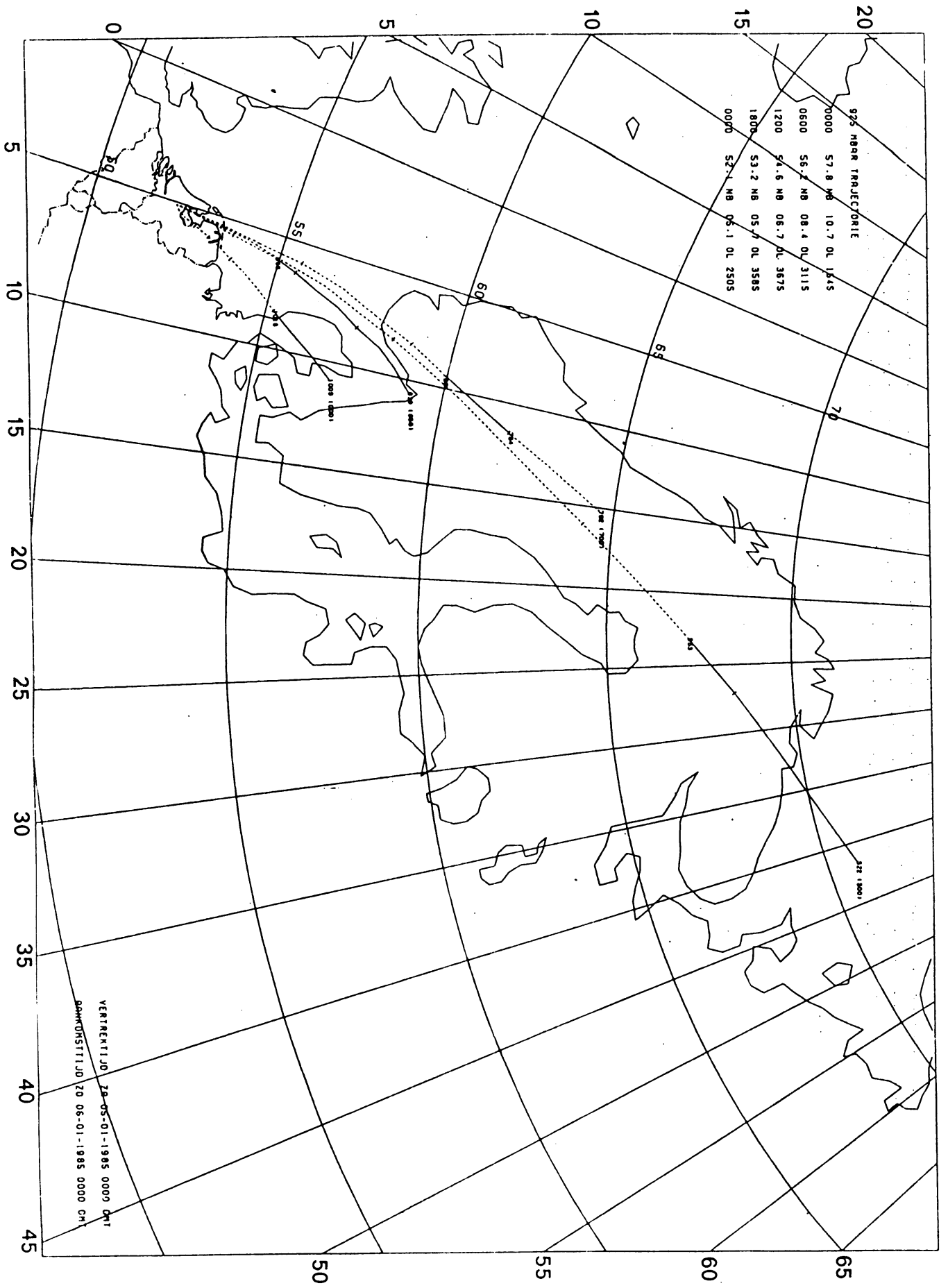


fig. 1

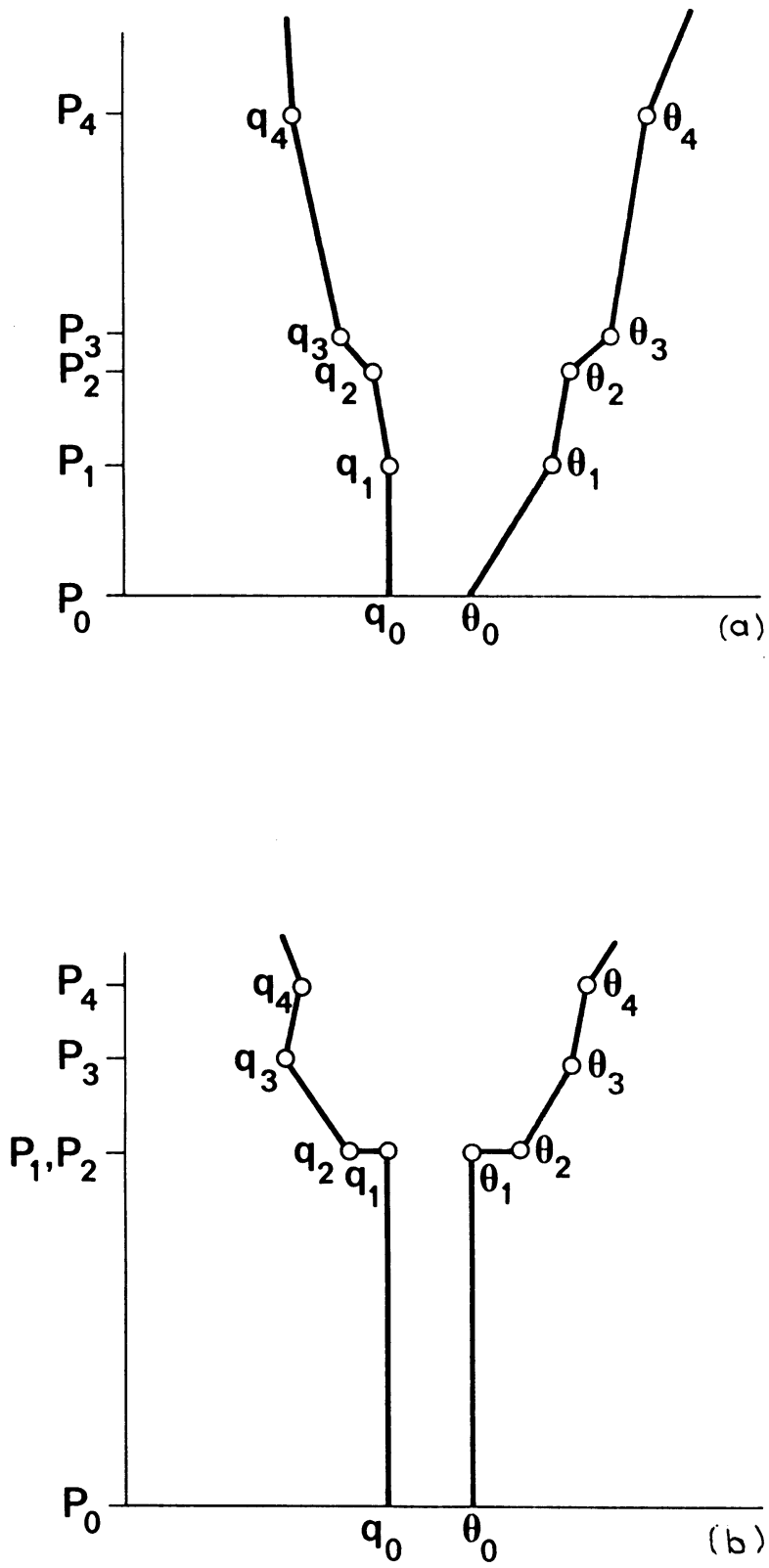


fig. 2

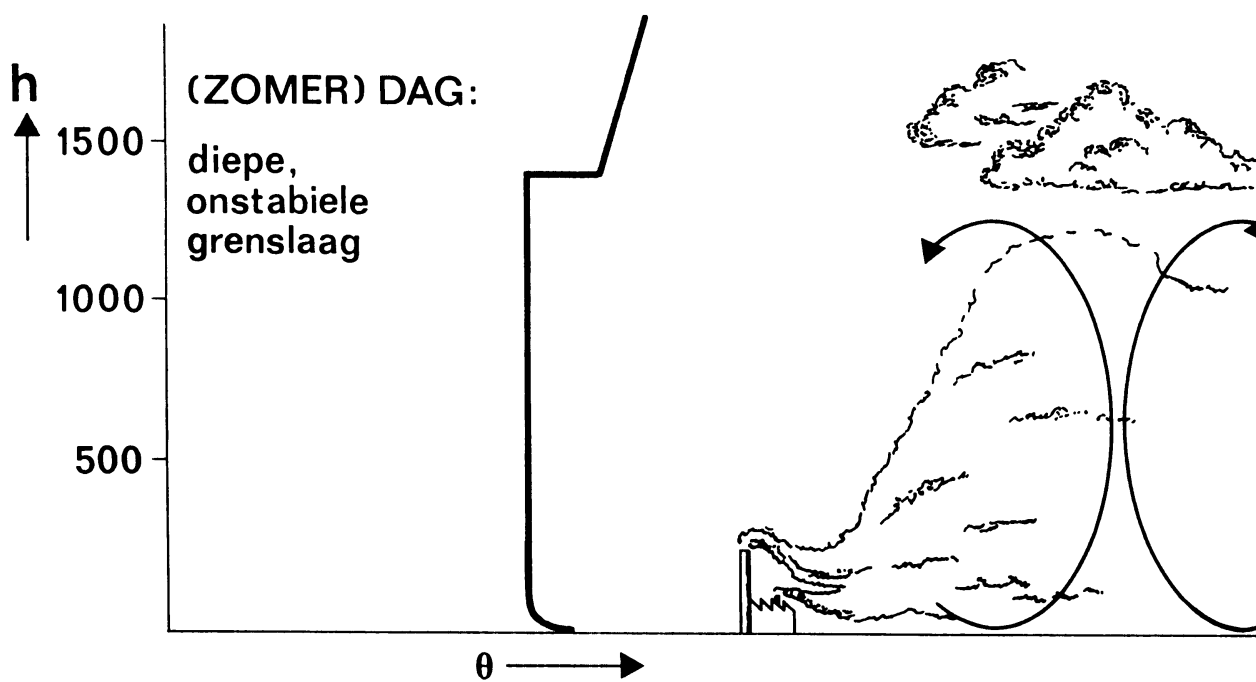
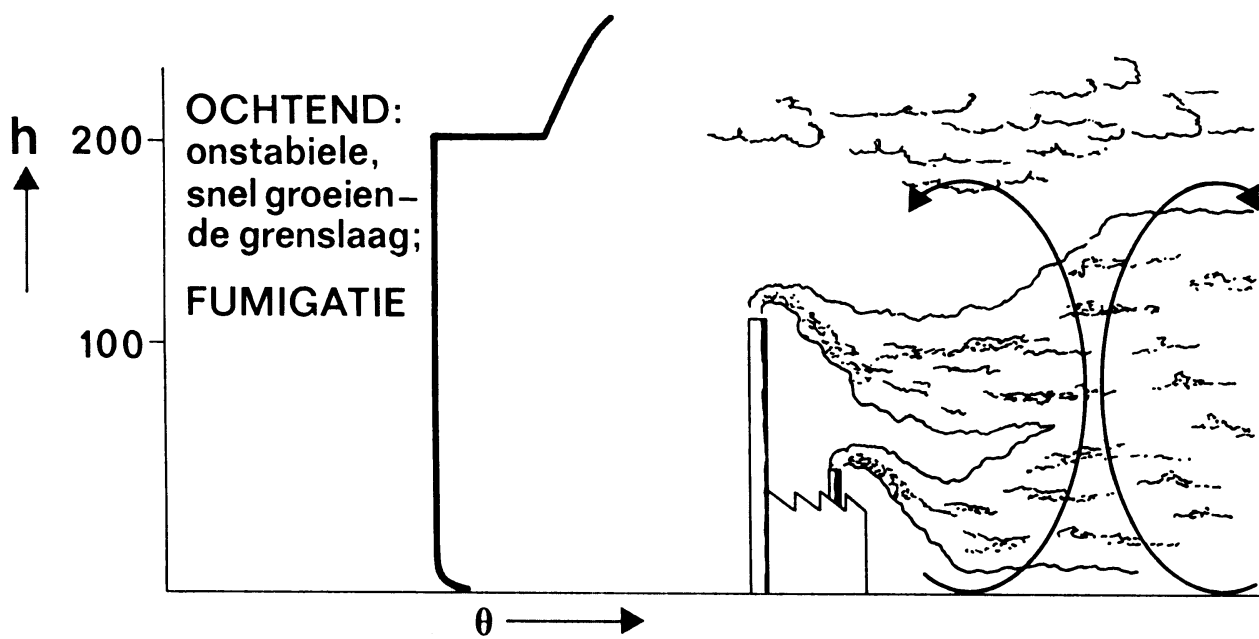
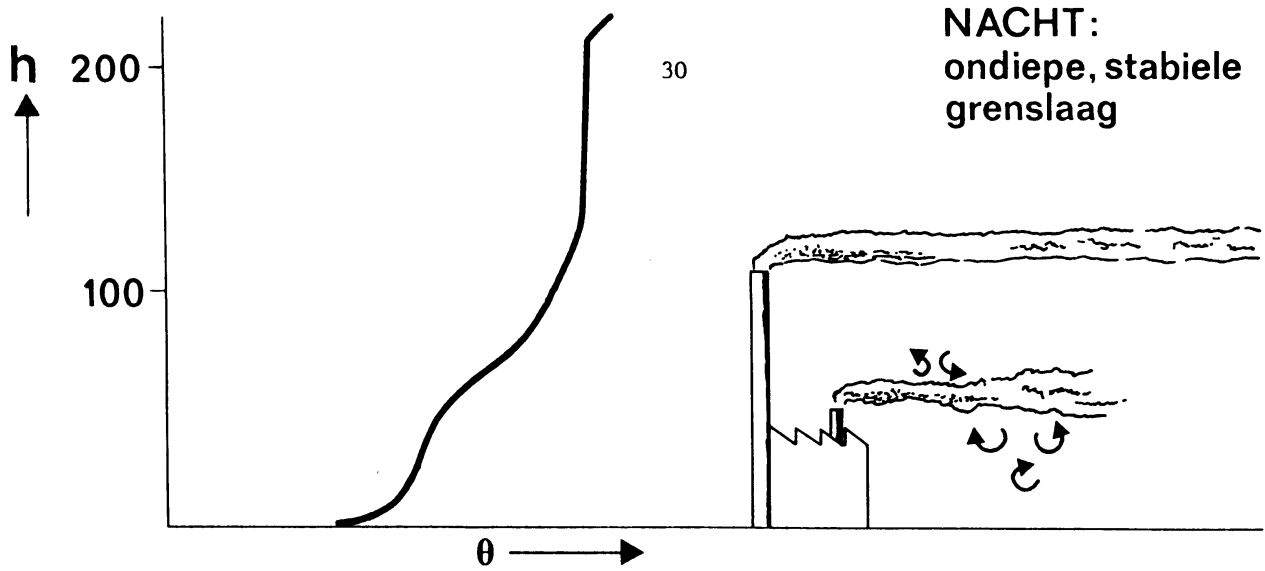


fig. 3

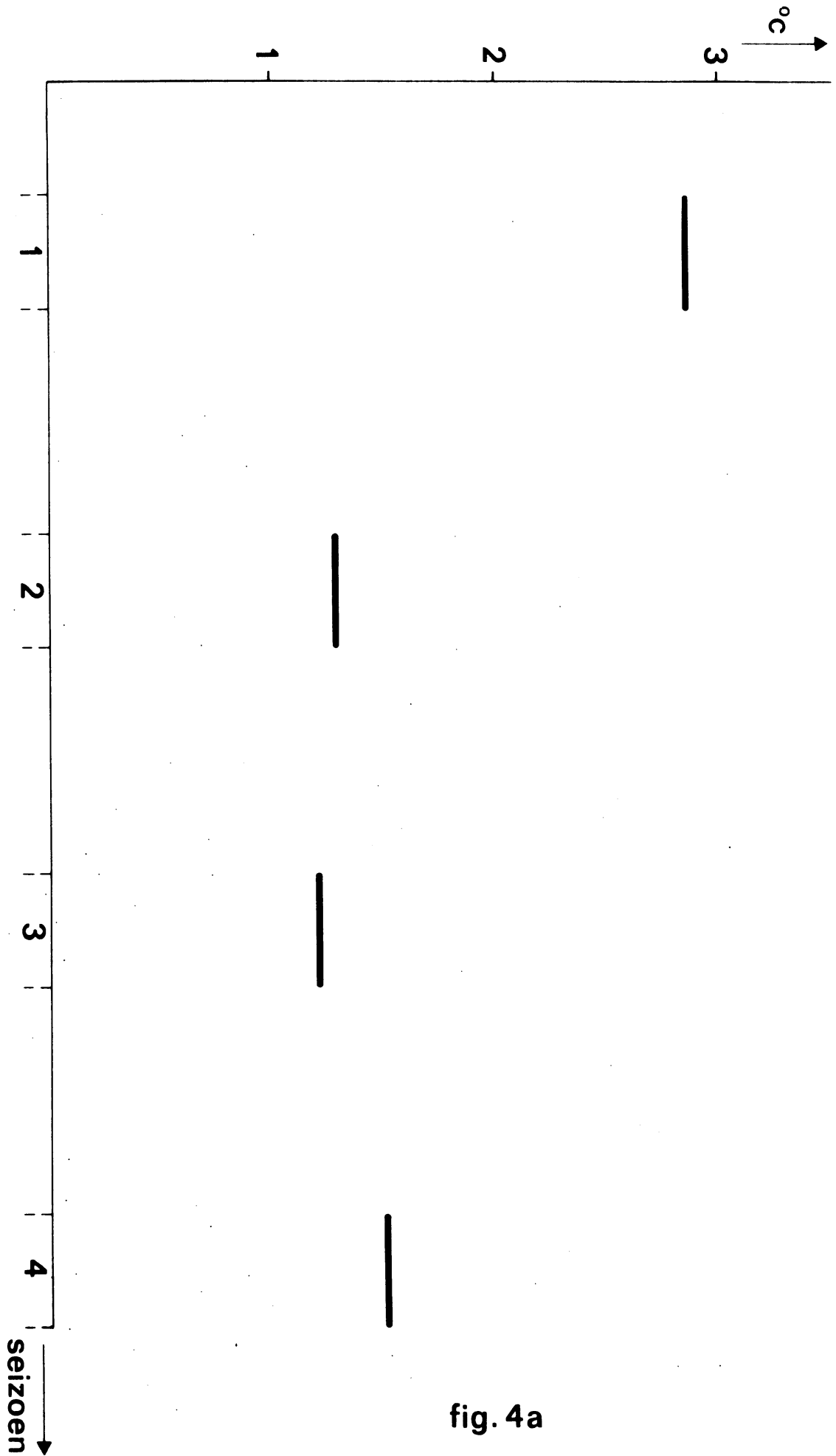


fig. 4a

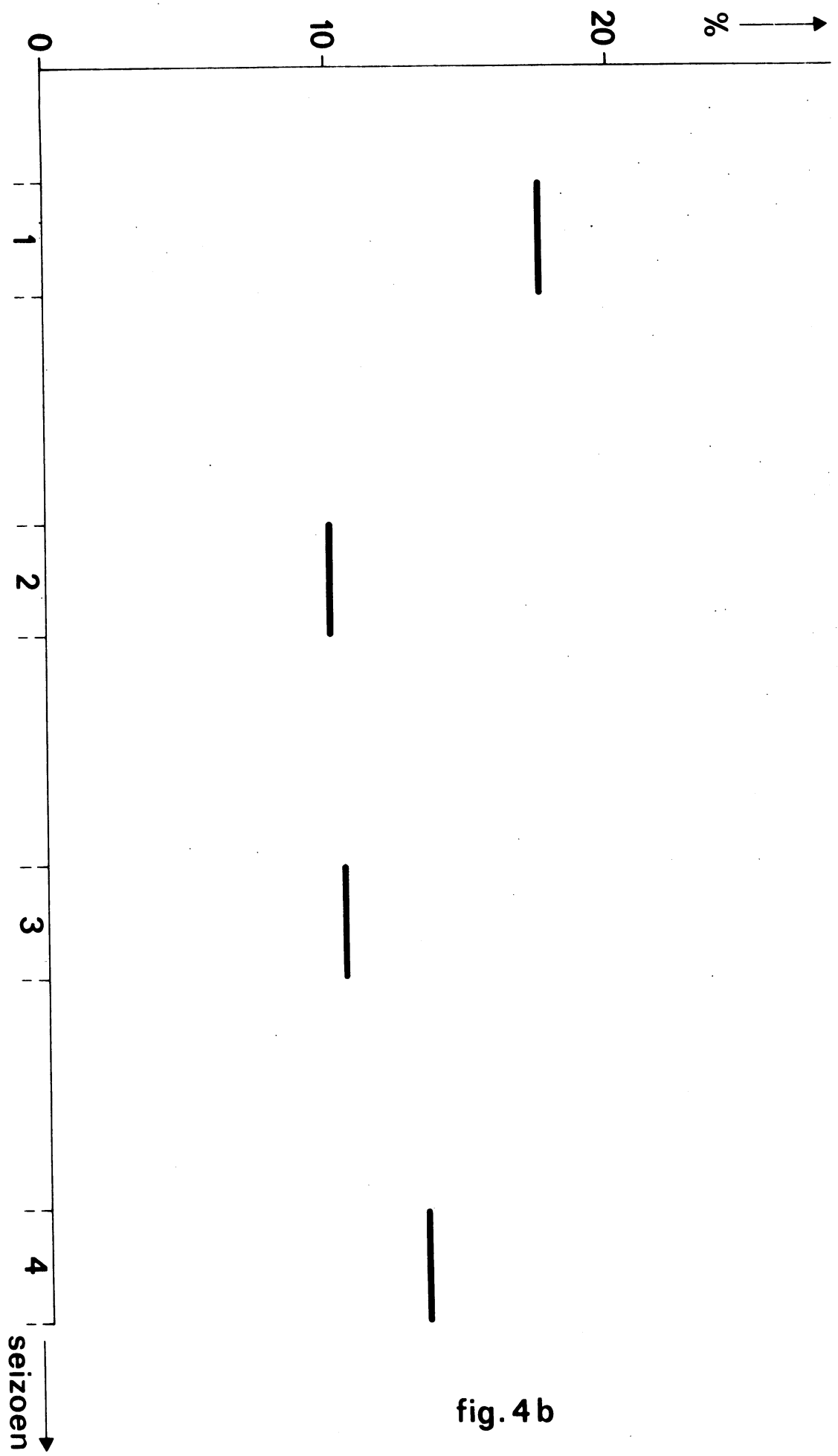


fig. 4 b

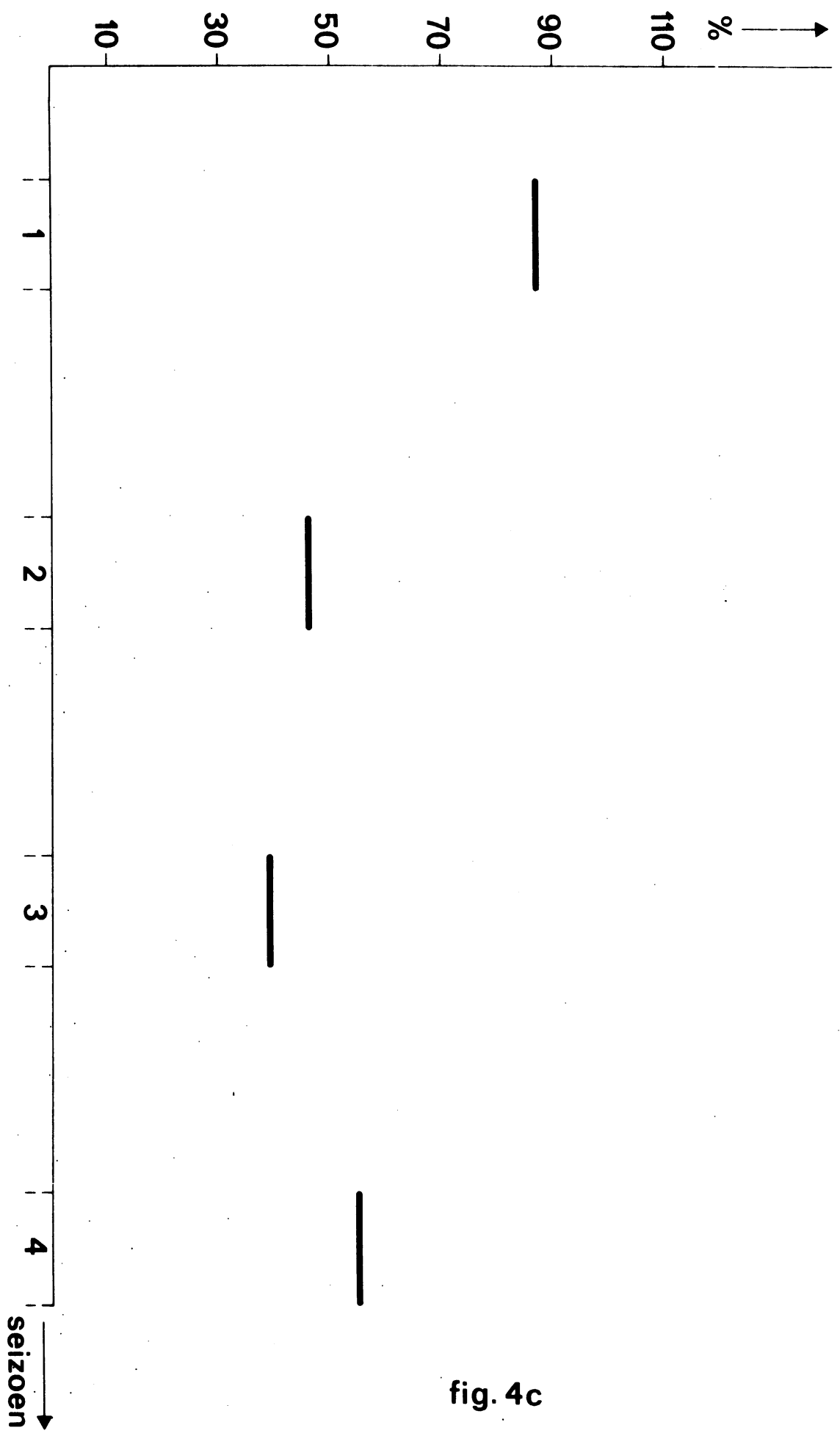


fig. 4c

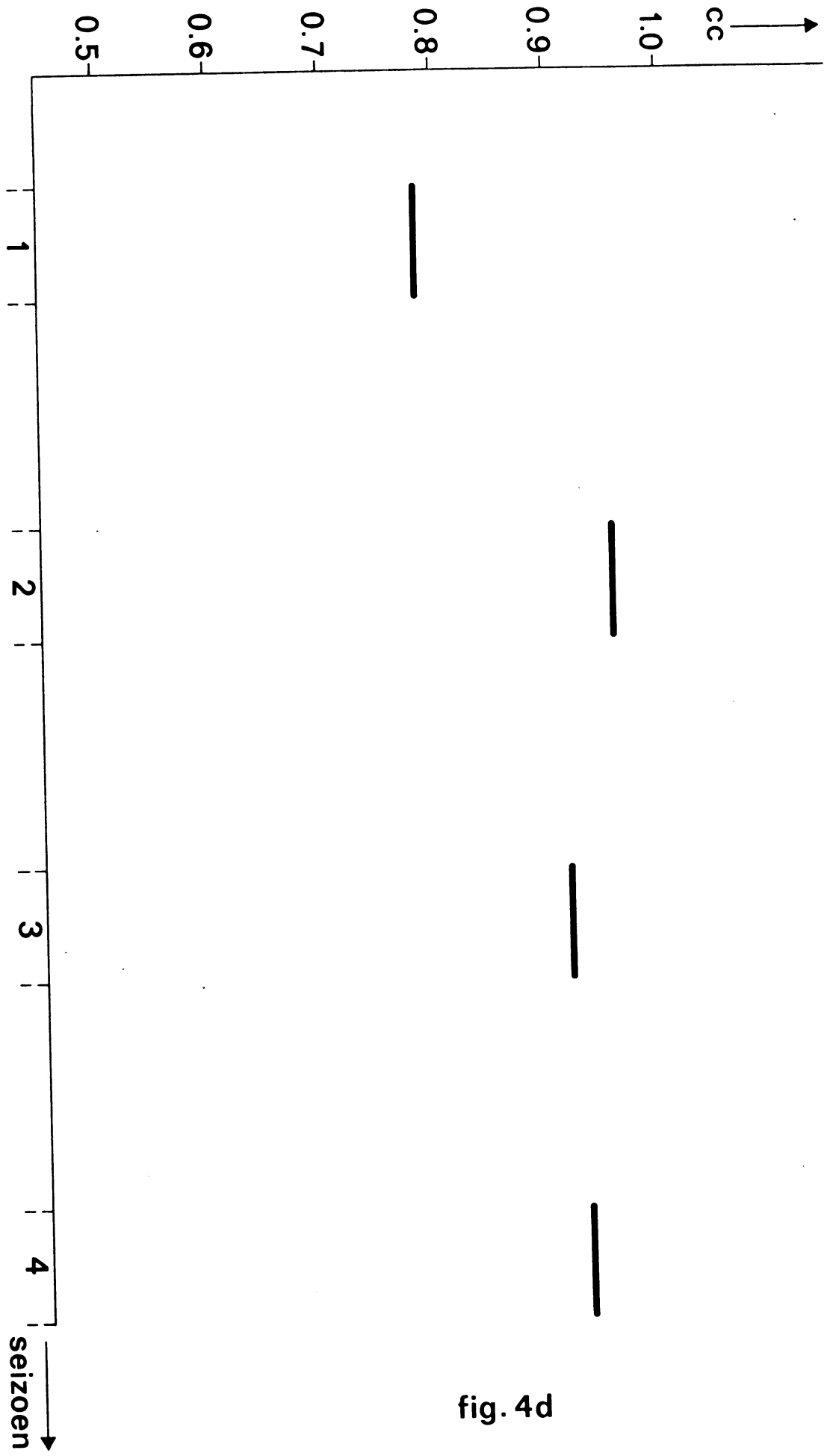


fig. 4d

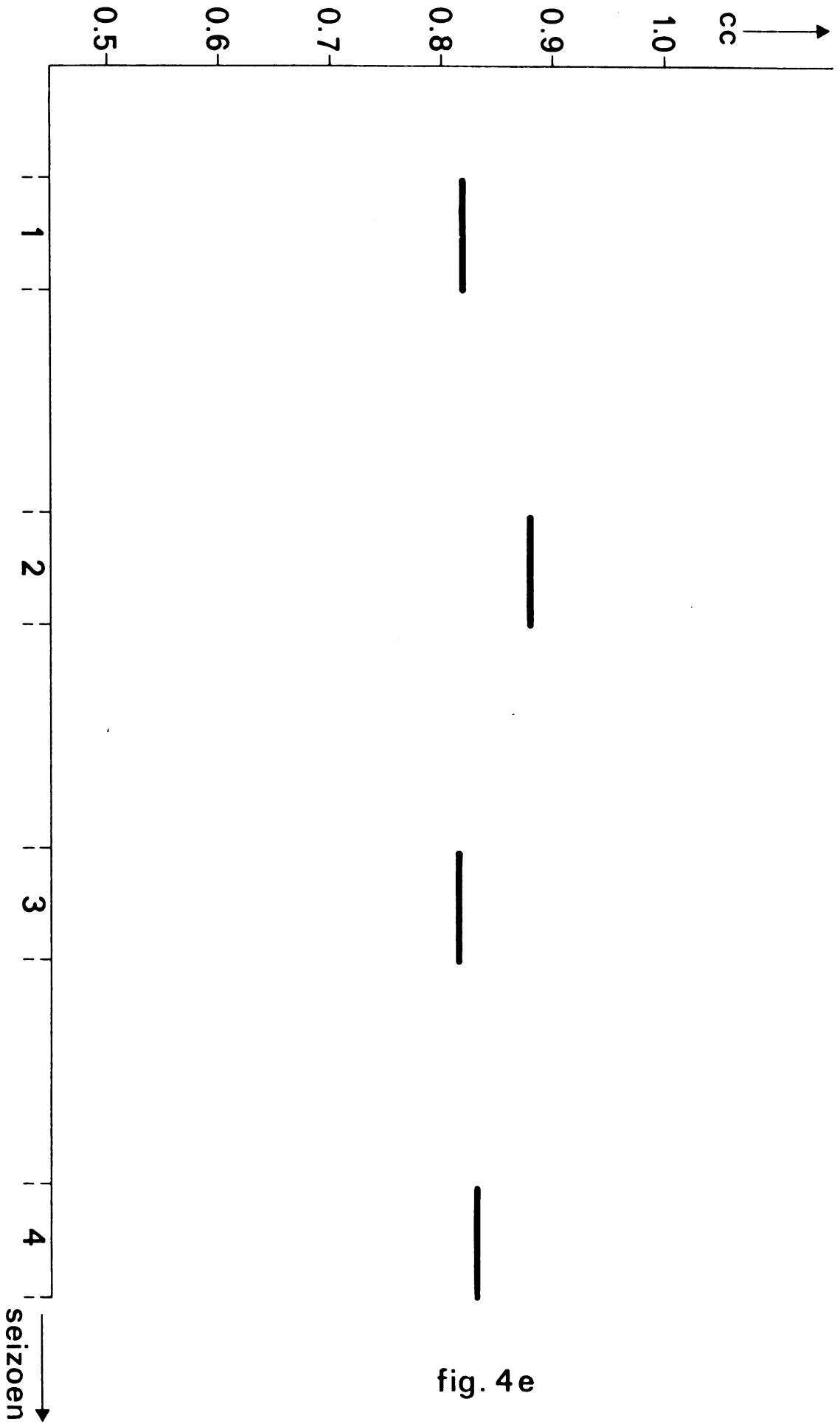


fig. 4e



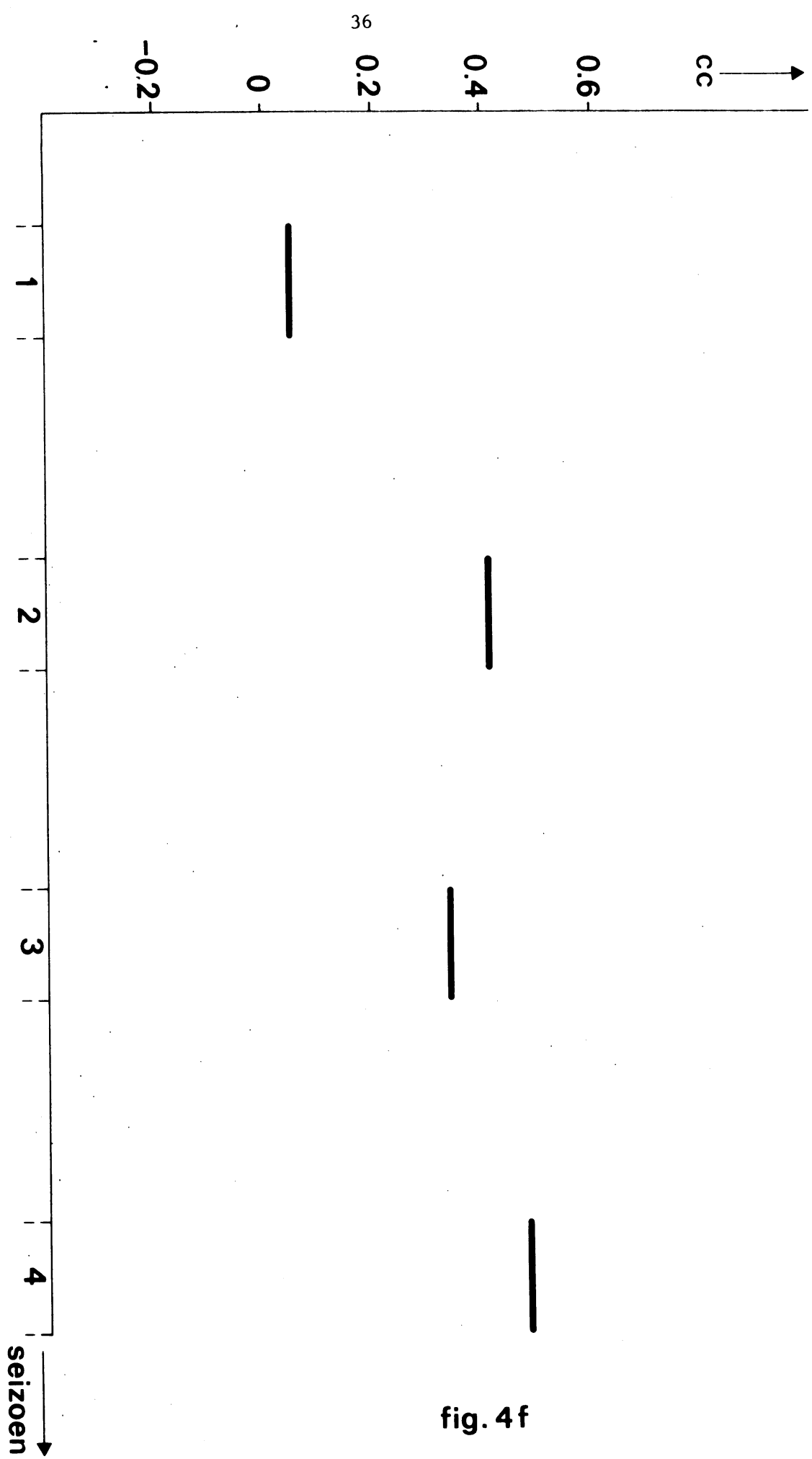


fig. 4f

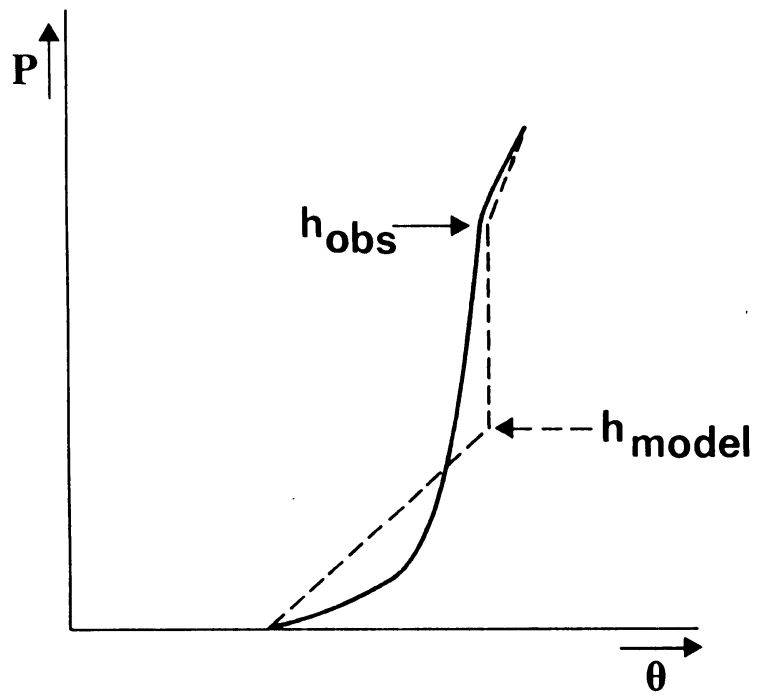


fig.5

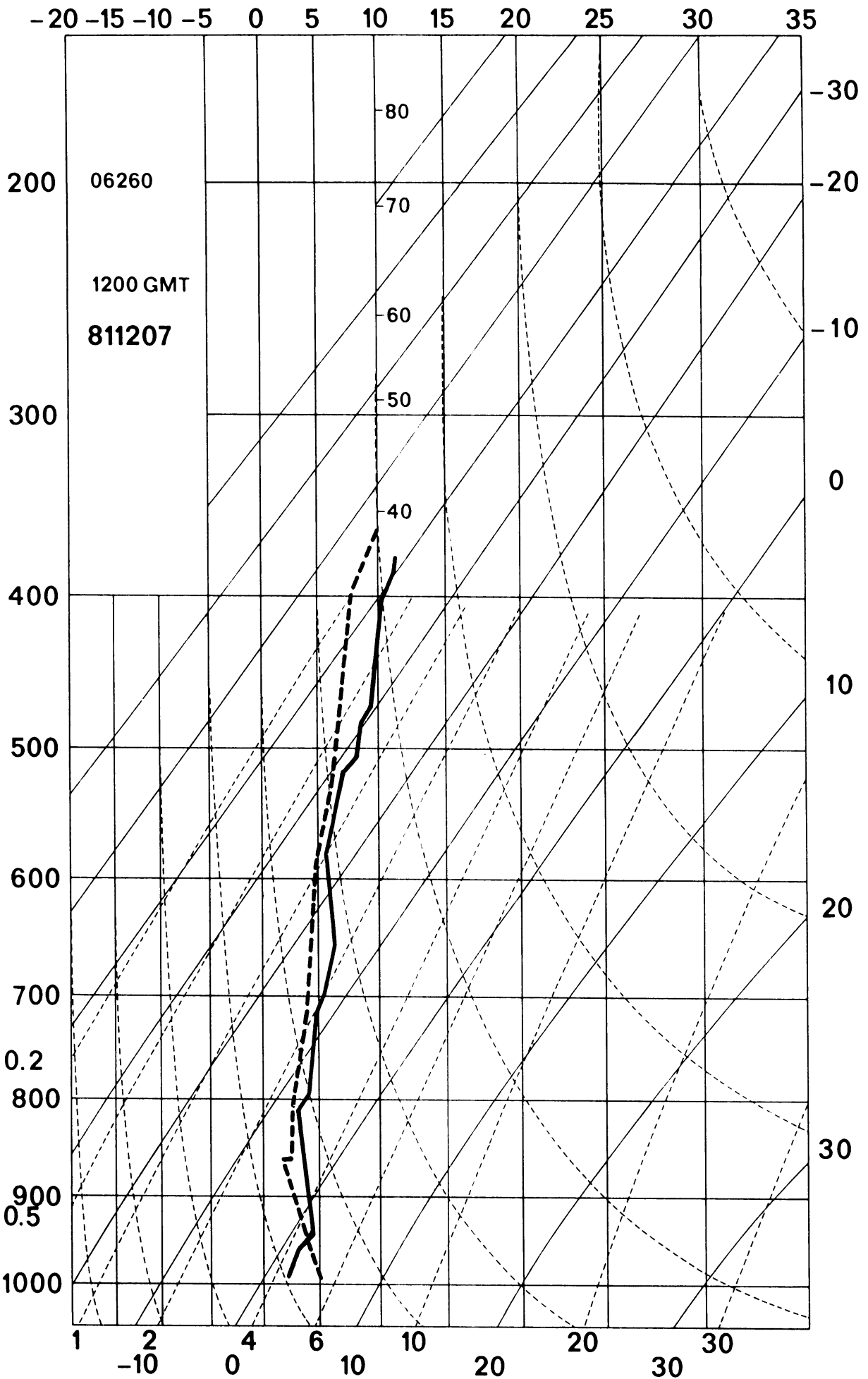


fig. 6

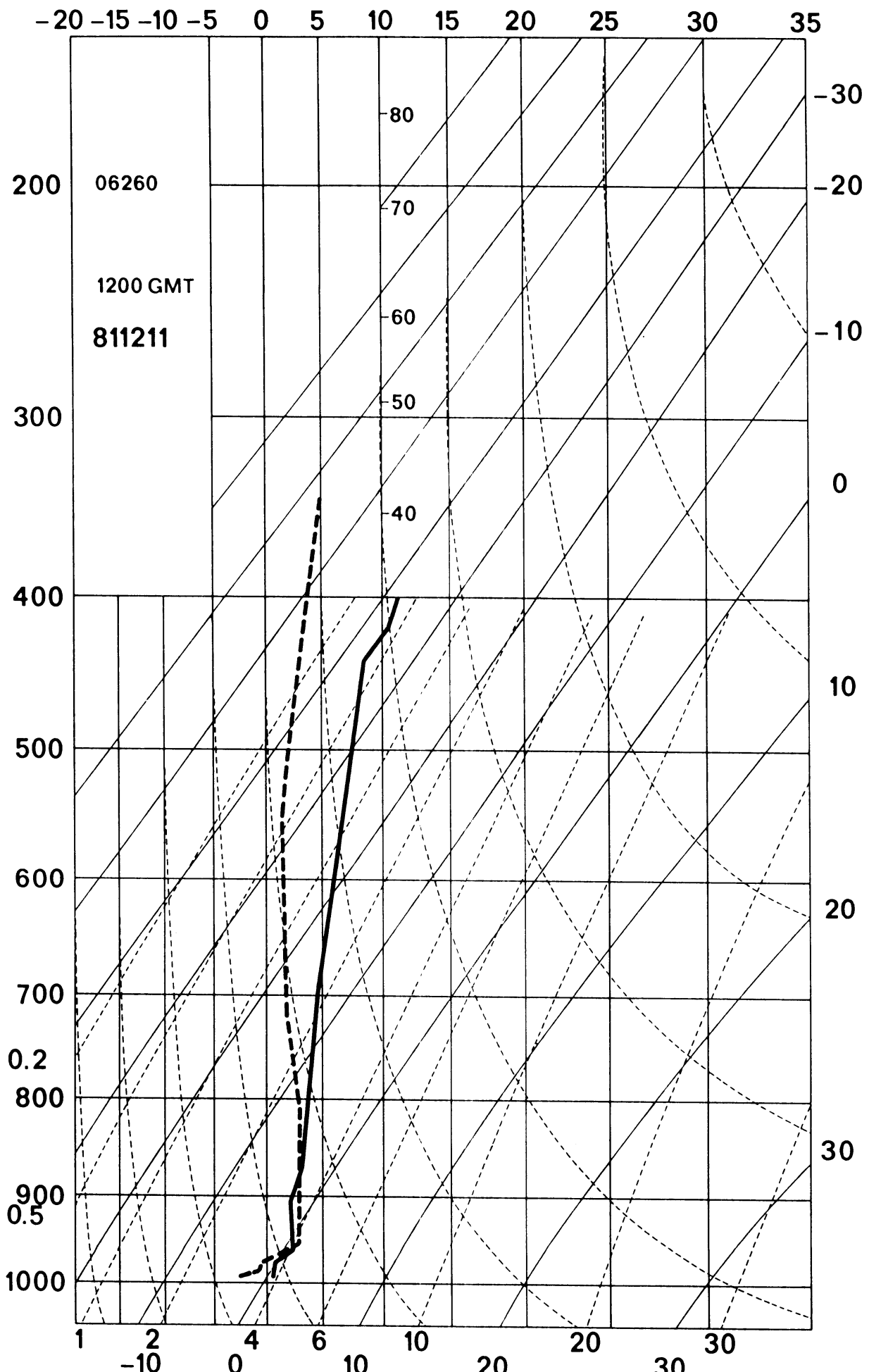


fig. 7

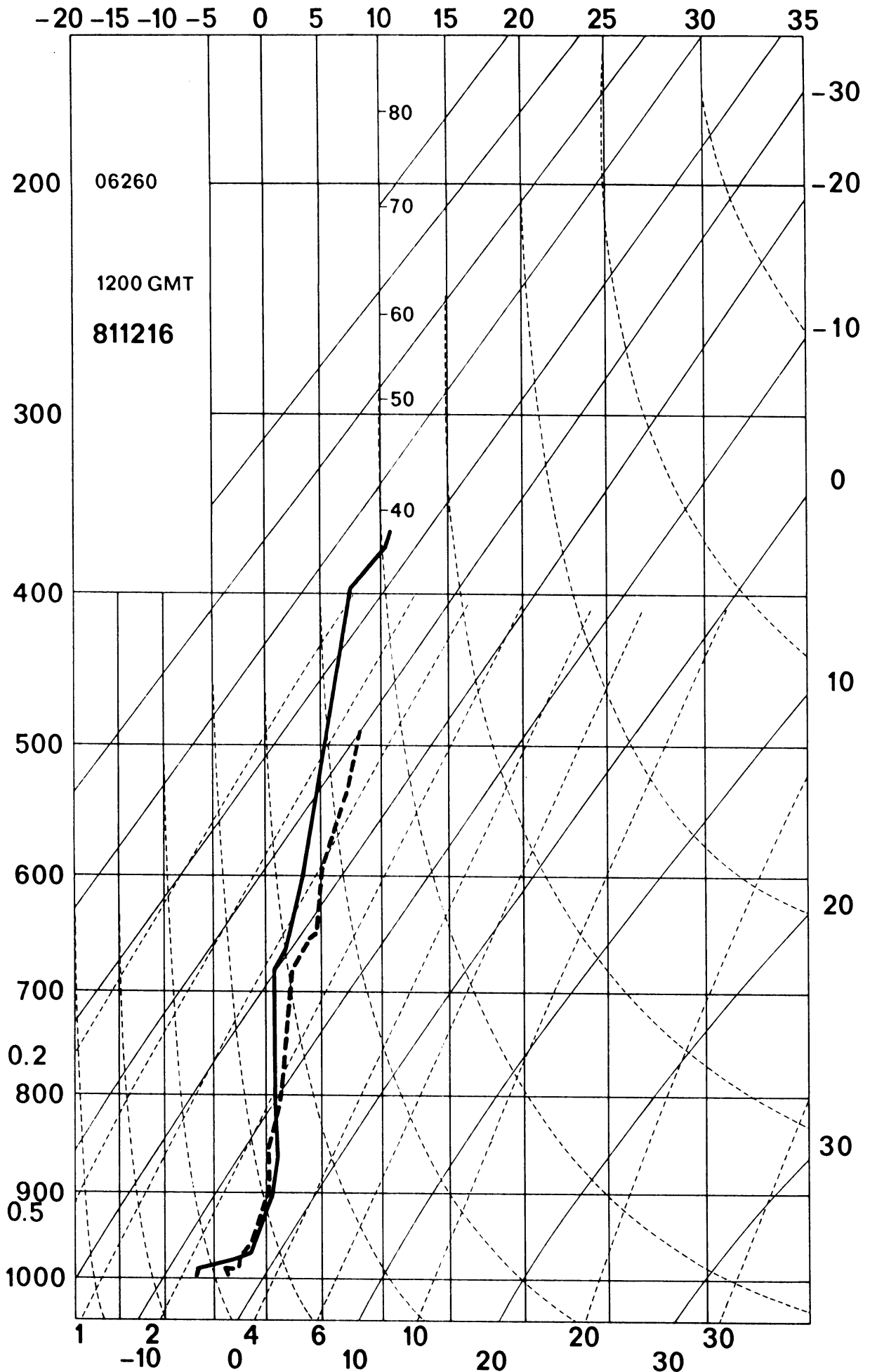


fig.8

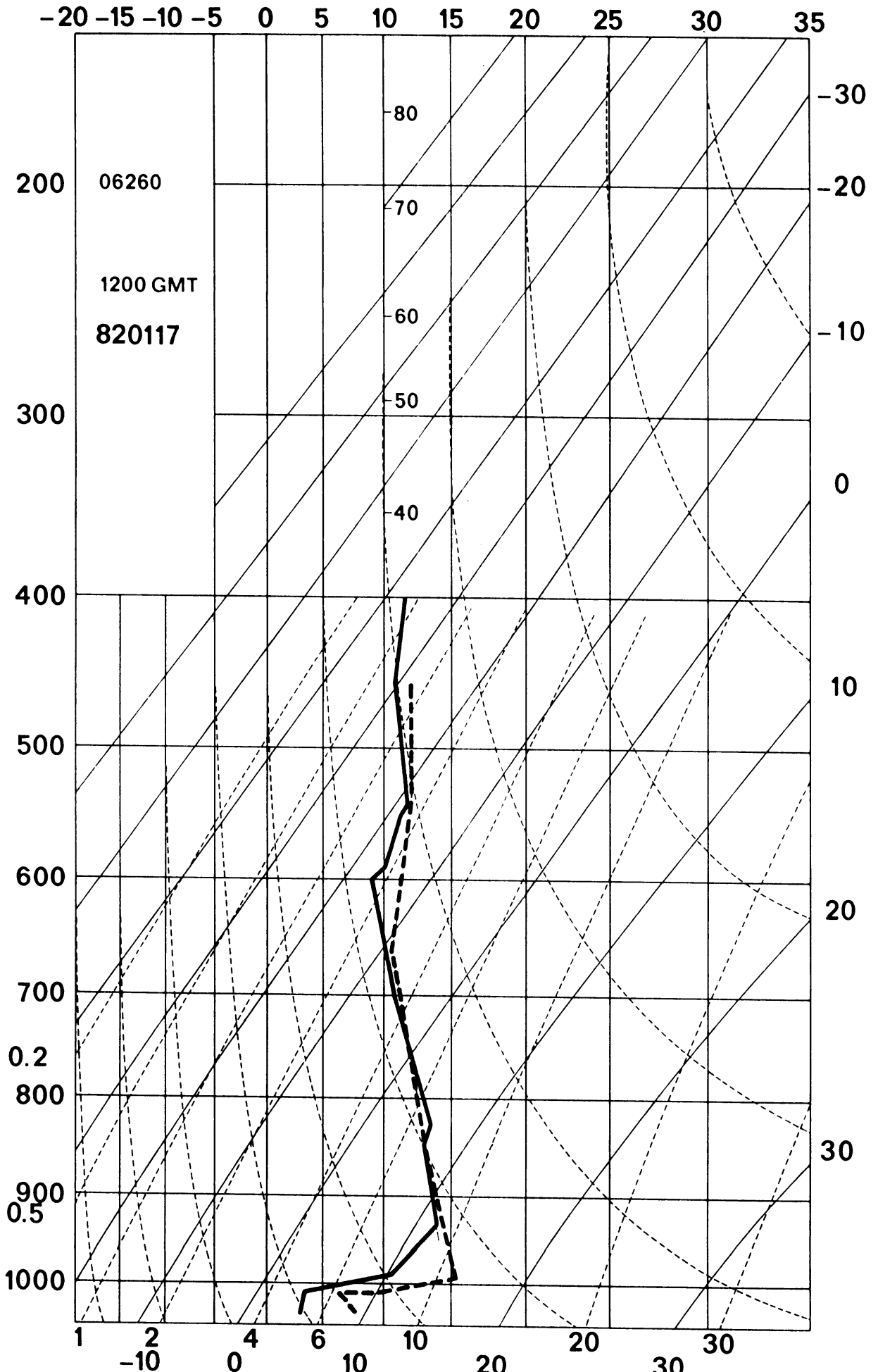


fig.9

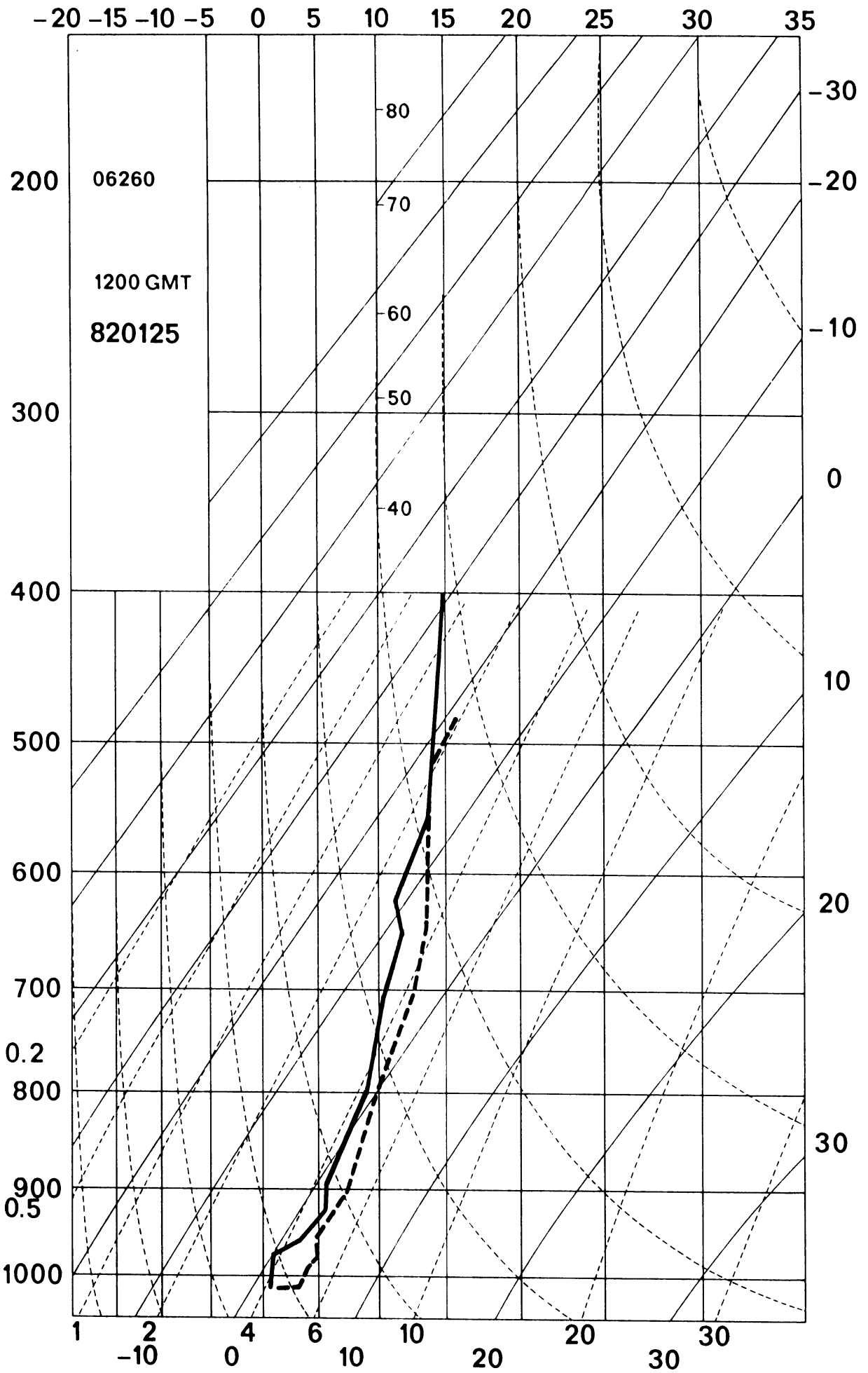


fig.10

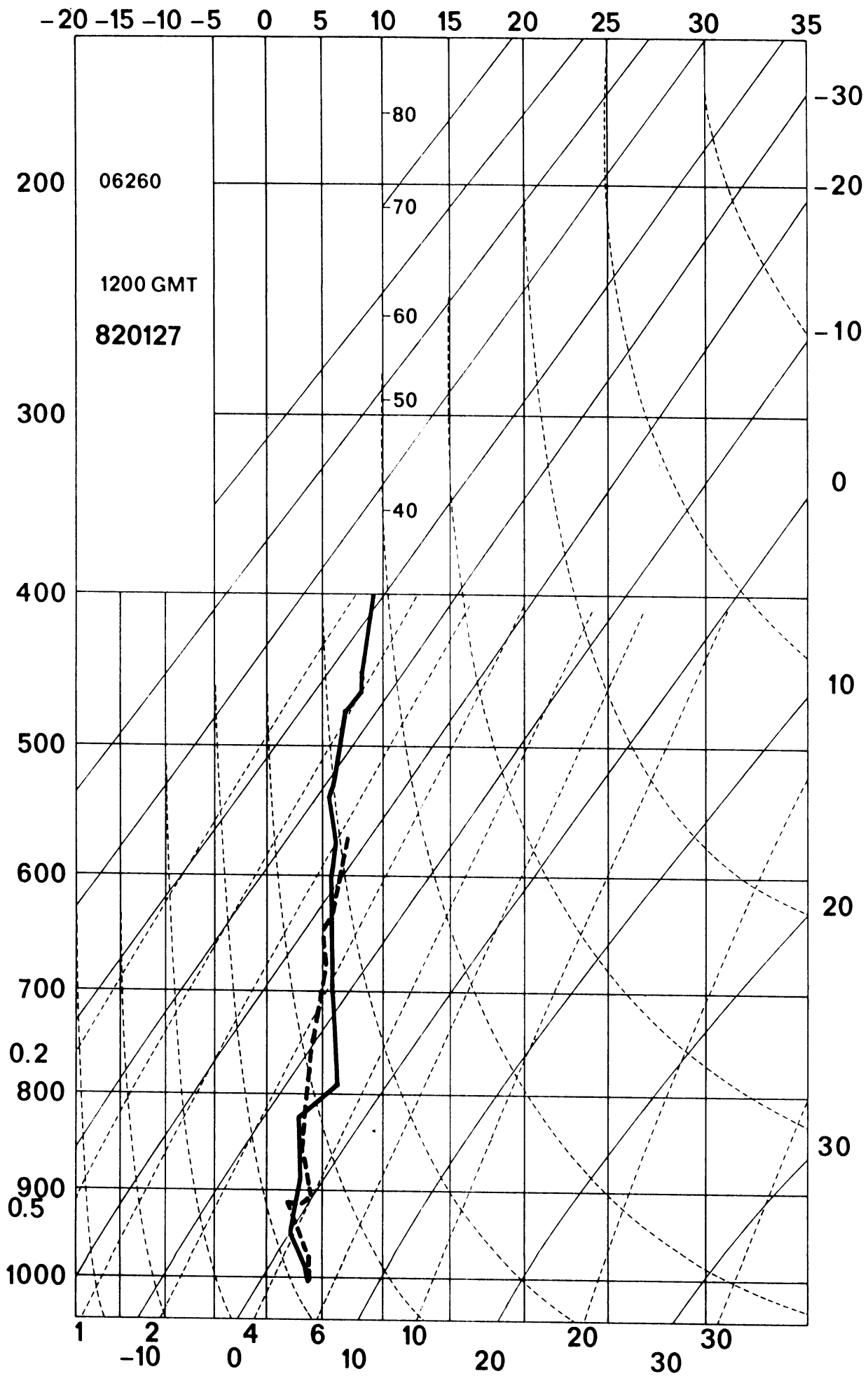


fig.11



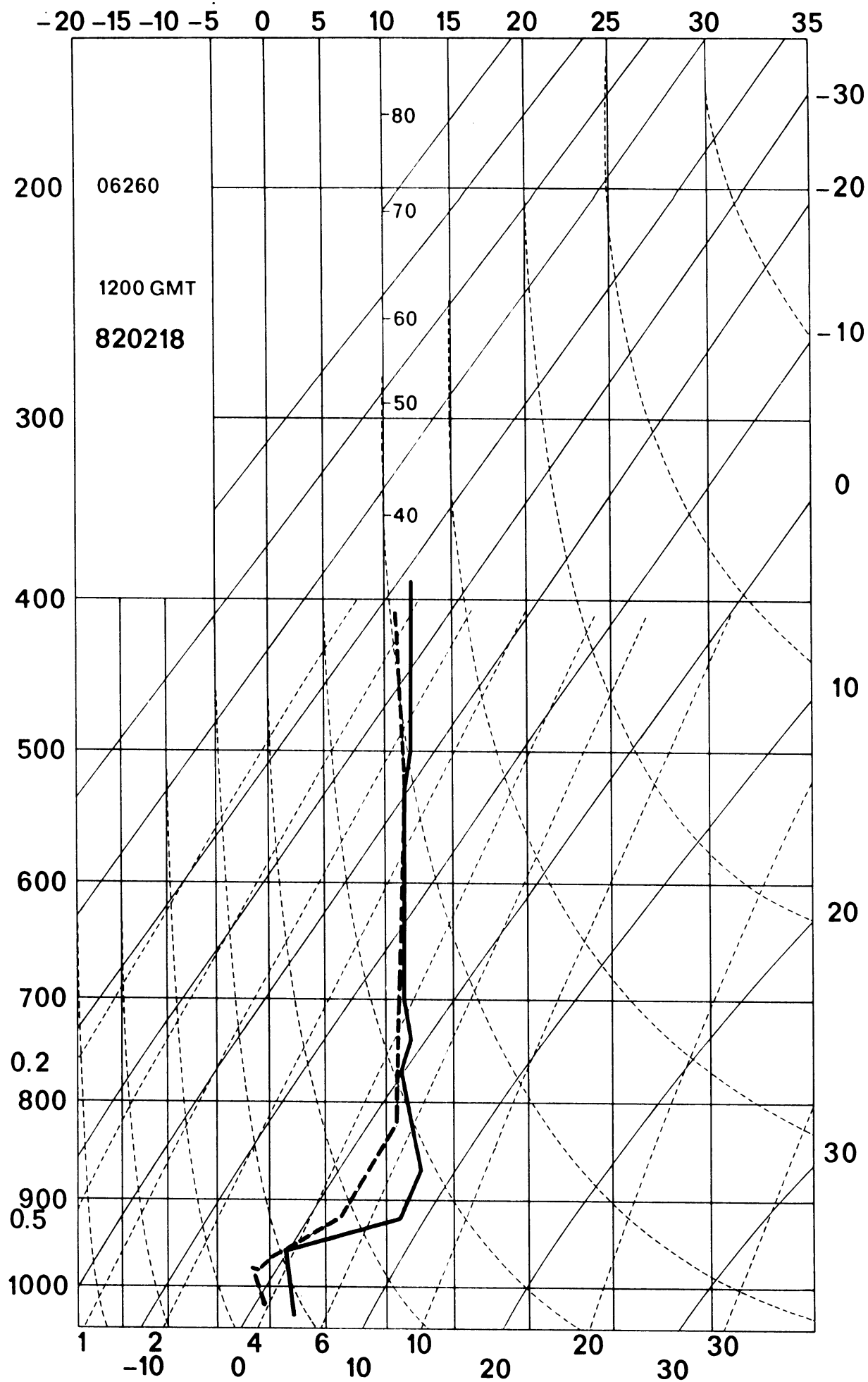


fig.12

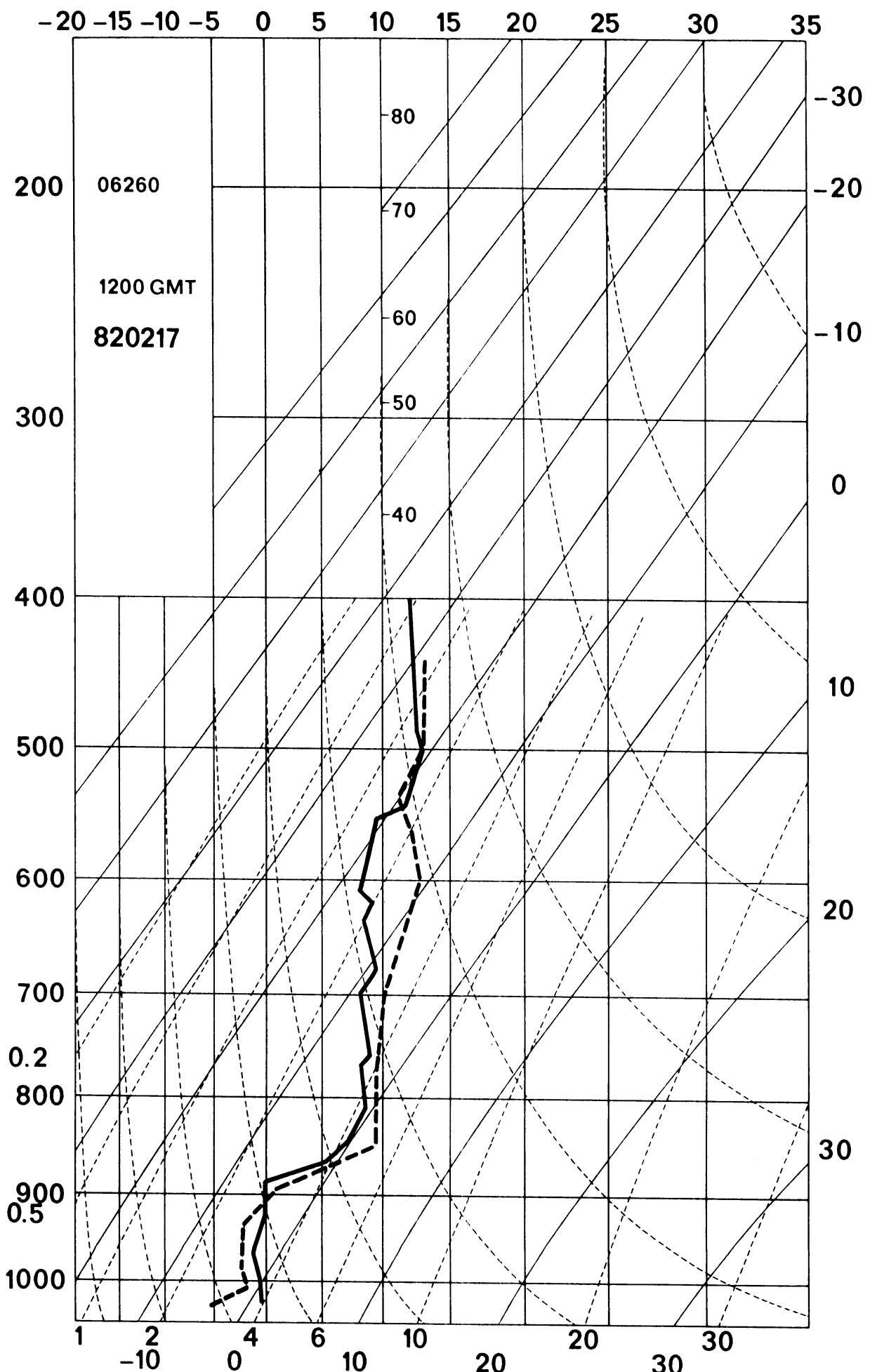


fig.13

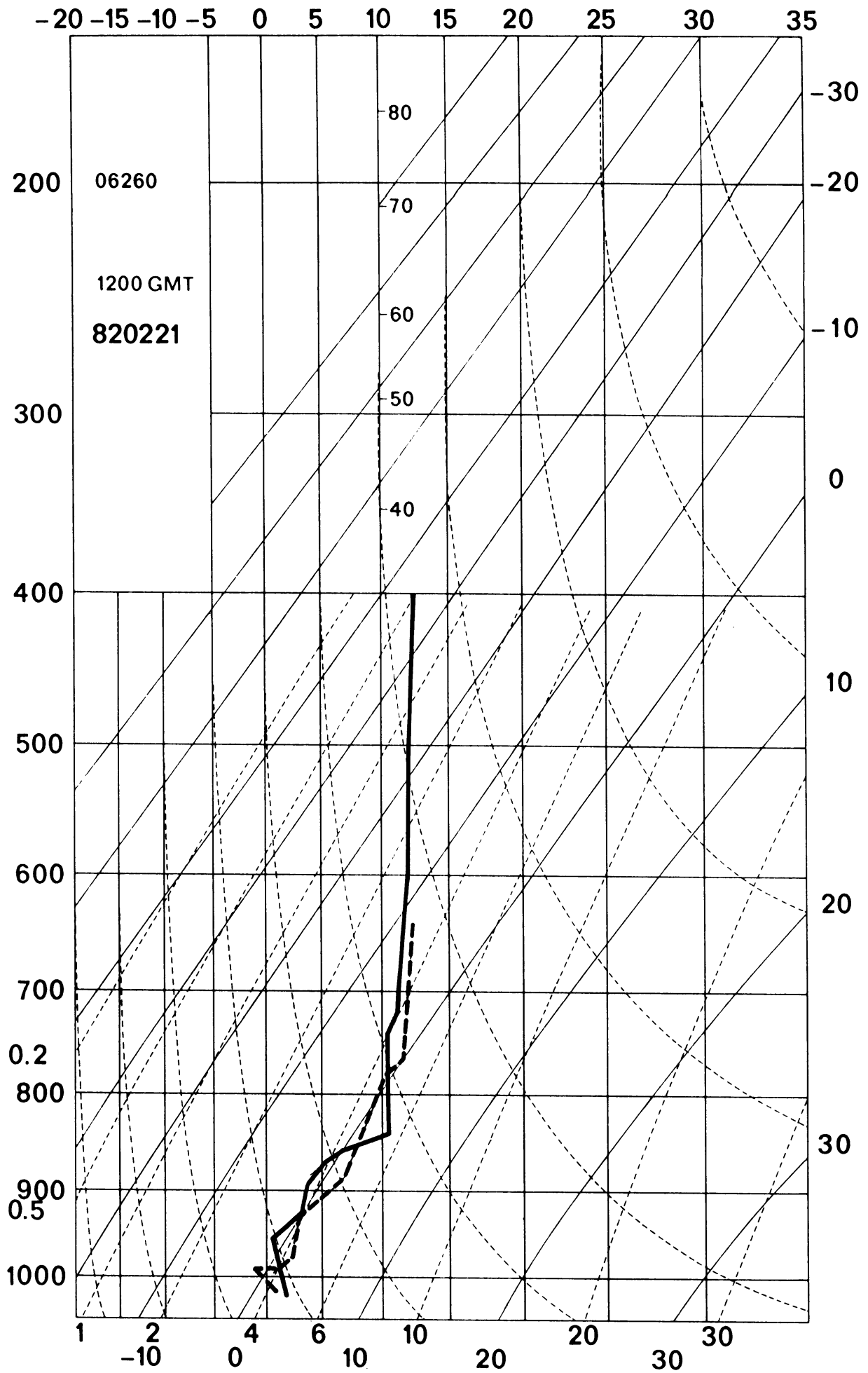


fig.14

## Bijlage 1 Parametrisatie van fluxen boven land overdag

We gaan uit van de energiebalans

$$Q_N = G_{\text{soil}} + H + LE \quad (1)$$

met  $Q_N$  is de netto straling,  $G_{\text{soil}}$  de bodemwarmtestroom,  $H$  de sensibele warmtestroom en  $LE$  is de latente warmtestroom. Overdag kunnen we  $G_{\text{soil}}$  schatten door

$$G_{\text{soil}} = 0.1 Q_N, \quad (2)$$

zie hiervoor Burridge & Gadd (1977) en De Bruin & Holtslag (1982); dus 90% van de netto straling wordt gebruikt voor de sensibele en latente warmteflux  $H$  en  $LE$ . Voor de berekening van  $Q_N$  uit de totale stralingsbalans wordt verwezen naar J. Reiff et al., 1984. De vergelijkingen voor  $H$  en  $LE$ , ontwikkeld en getest door De Bruin en Holtslag (1982), die in het AMT-model worden gebruikt, zijn:

$$LE = \beta_1 \cdot \left[ \frac{s}{s+\gamma} (Q_N - G_{\text{soil}}) + \beta_2 \right] \quad (3)$$

$$H = \frac{(1-\beta_1) \cdot s + \gamma}{s+\gamma} (Q_N - G_{\text{soil}}) - \beta_1 \cdot \beta_2 \quad (4)$$

waarin  $s$  de helling is van de verzadigde specifieke vochtigheid-temperatuur curve,  $\gamma$  is  $C_p/L$  ( $C_p$  = soortelijke warmte van lucht bij constante druk,  $L$  is latente verdampingswarmte);  $\beta_1$  is de bodemvochtparameter, variërend van 1 voor verzadigde grond tot 0 voor kurkdroge grond,  $\beta_2$  is een empirische parameter, afhankelijk van de hoeveelheid bewolking en is maximaal (bij onbewolkt weer)  $20 \text{ W/m}^2$ .