

NN31545.1866

DIDLOTHERK
STARINGGEBOUW

ICW Nota 1866
april 1988

H



nota

— instituut voor cultuurtechniek en waterhuishouding, wageningen —

ONDERZOEK NAAR DE TOEPASSINGSMOGELIJKHEDEN VAN
WARMTEBEELDEN VOOR HET OPSPOREN VAN KWELPLAATSEN
IN HET NOORDERPARK

W.P.A. van Deursen

Nota's van het Instituut zijn in principe interne communicatie-
middelen, dus geen officiële publikaties.

Hun inhoud varieert sterk en kan zowel betrekking hebben op een
eenvoudige weergave van cijferreeksen, als op een concluderende
discussie van onderzoeksresultaten. In de meeste gevallen zullen
de conclusies echter van voorlopige aard zijn omdat het onderzoek
nog niet is afgesloten.

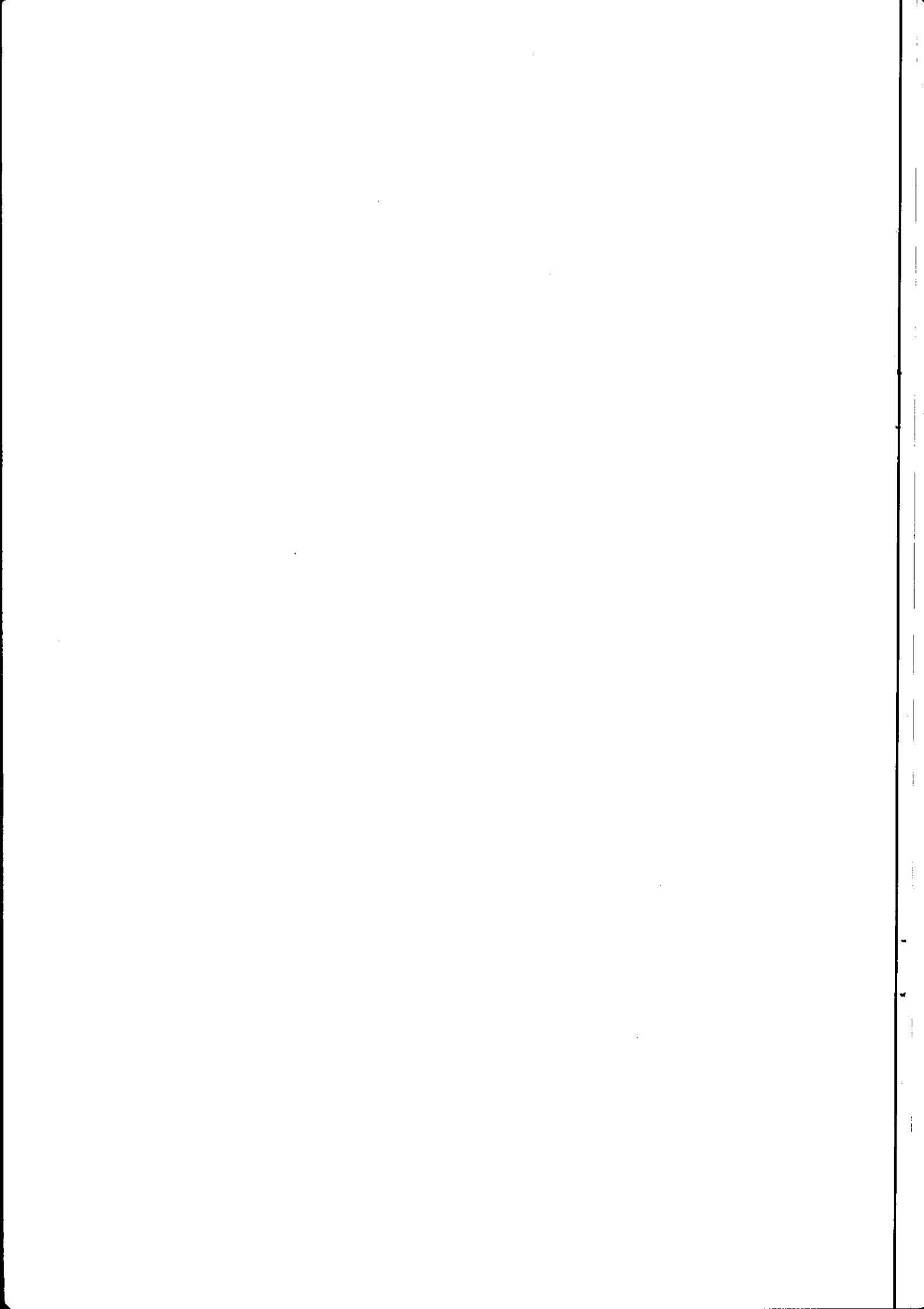
Bepaalde nota's komen niet voor verspreiding buiten het Instituut
in aanmerking

4 AUG. 1989

15n 276528*

I N H O U D

	Blz.
1. INLEIDING EN PROBLEEMSTELLING	1
2. HET STUDIEGEBIED	3
2.1. Gebiedsbeschrijving	3
2.2. Geologie en bodem	5
2.2.1. Het Pleistoceen	5
2.2.2. Het Holoceen	5
2.3. De hydrologie van het gebied	6
2.4. Vegetatie en natuurwaarden, relatie met kwel	12
3. KWELONDERZOEK MET BEHULP VAN REMOTE SENSING	14
3.1. Inleiding	14
3.2. Temperatuurmetingen in het thermisch infrarood	14
3.3. De gebruikte apparatuur	18
3.4. Toepassing van de warmtebeelden	20
4. MODELONDERZOEK	24
4.1. Bodem	24
4.1.1. Beschrijving van het model	24
4.1.2. Toepassing van het model	26
4.2. Model voor de waterlopen	30
4.2.1. Beschrijving van het model	30
4.2.2. Toepassing van het model	33
4.3. De splitsing van de kwelstromen over het land en waterdeel	34
5. CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN	36
LITERATUUR	38



1. INLEIDING EN PROBLEEMSTELLING

Om de verbreiding van kwel vast te leggen is intensief veldwerk noodzakelijk. Daarbij bestaat de mogelijkheid dat niet alle plekken worden gelokaliseerd.

Aangezien de kwelstroom afhankelijk van het jaargetijde een afwijkende temperatuur heeft, zullen die waterlopen die door kwel gevoed worden een temperatuurafwijking vertonen. Deze variatie kan met behulp van thermografische opnamen vanuit een vliegtuig worden vastgelegd.

Met behulp van deze luchtopnamen wordt een heel gebied bestreken, in plaats van de lokale steekproeven die met veldwerk mogelijk zijn.

Echter, voor de interpretatie van de luchtopnamen zijn veldwaarnemingen noodzakelijk, beide technieken vullen elkaar dus aan.

Vanwege de in het Noorderpark aanwezige natuurwaarden (zodden- en petgatenlandschap met verschillende stadia van verlanding en daardoor een zeer soortenrijke flora) is een deel van dit gebied aangewezen als relatienotagebied.

Deze aanwezige natuurwaarden zijn voor een belangrijk deel het gevolg van de in dit gebied optredende kwel, waardoor zeer schoon, voedselarm water het gebied binnenkomt. Voor het behoud van deze natuurwaarden is het dus van belang de lokatie en omvang van deze kwelgebieden te kennen. Dit is aanleiding geweest om in overleg met de PWS van Utrecht en de Landinrichtingsdienst een onderzoek op te zetten, waarbij de toepassingsmogelijkheden voor het opsporen van kwelplaatsen met behulp van warmtebeelden centraal staat.

Als referentiegebied is de Bethunepolder gekozen, waar ongeveer 25 mm kwel per dag optreedt.

Tot nu toe zijn twee vluchten uitgevoerd. De eerste met de thermische videoapparatuur van het ICW (1 juli 1986), waarbij zowel op een hoogte van 1000 ft als op 500 ft opnamen gemaakt zijn. De tweede vlucht was op 22 april 1987, en is met de Daedalus MultiSpectraal Scanner van Eurosense uitgevoerd.

De opnamen zijn omgezet in kleurgecodeerde warmtebeelden, en hierna zijn de 'koudebronnen' in de sloten gekarteerd.

Van het gebied zijn al kwelkaarten beschikbaar, onder andere een opname van kwelindicatoren verricht door de Heidemij en een grondwaterstijghoogtekaarten van de PWS Utrecht. In dit onderzoek zijn deze kaarten vergeleken met de met remote sensing verkregen resultaten. Tevens is een aanzet gegeven tot het modelleren van het warmtetransport onder invloed van kwelstromen.

2. HET STUDIEGEBIED

2.1. GEBIEDSBESCHRIJVING

Op de kaart van fig. 1 is de ligging van de beschouwde gebieden aangegeven. Het betreft:

1. De polder Westbroek, Polder Huis te Hart, Kerkeindse Polder en Polder Achttienhoven, gelegen ten noorden van de Kerkdijk.
2. De Molenpolder en Het Zek, gelegen ten zuiden van de Kerkdijk.
3. De polder Bethune.

In de noordoost hoek van gehele gebied komen de hoogste percelen voor. In zuidwestelijke richting daalt het maaiveld tot ca 0.80m-NAP (Molenpolder).

De maaiveldshoogte in de Bethunepolder is ca 3,20 m-NAP, er treedt hier een

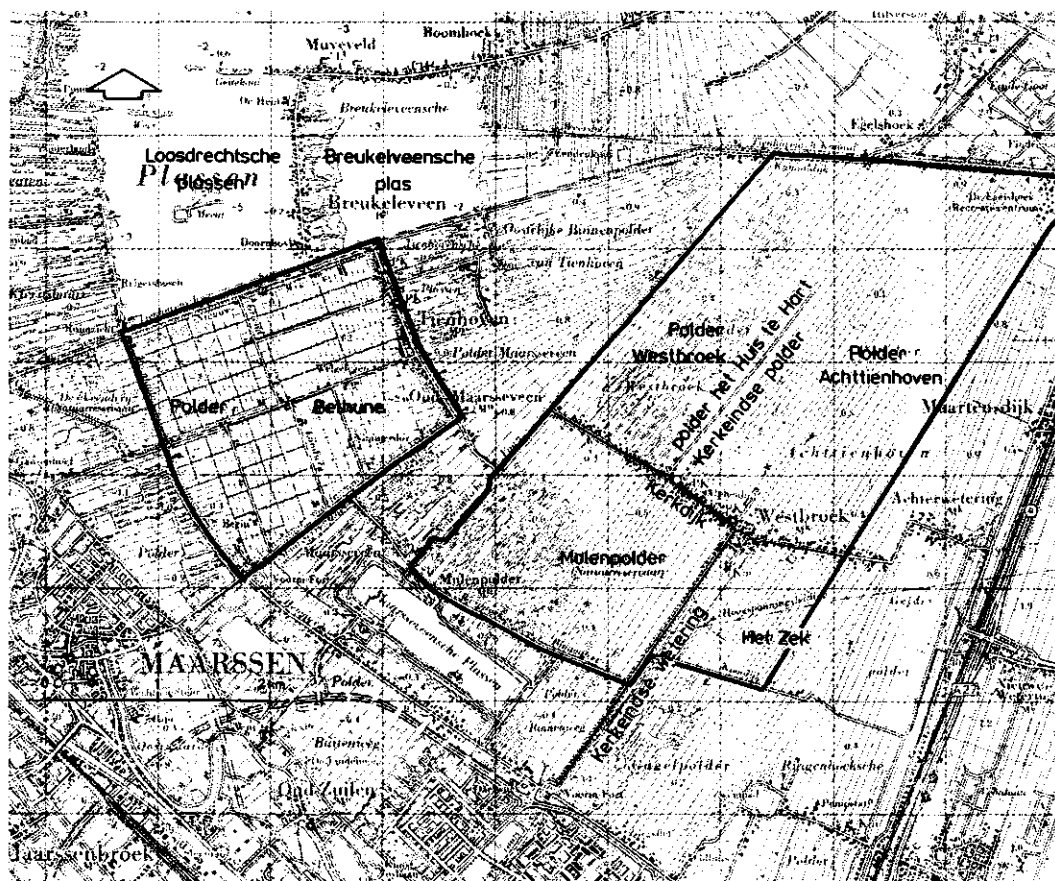


Fig 1. Ligging van het onderzoeksgebied

zeer sterke kwel uit de nabijgelegen Loosdrechtse en Breukeleveense Plassen op. (Peil in de Loosdrechtse Plassen 's zomers 1.2 m-NAP, 's winters 1.0 m-NAP).

Naast grasland komen aanzienlijke oppervlakten moerasbos, zodden en petgaten voor, met hoge natuurwetenschappelijke waarden. De bijzondere vegetatie dankt zijn bestaan ten dele aan het kwalitatief zeer goede kwelwater. Dit kwelwater is afkomstig van de stuwwallen van het Gooi.

Vanwege de hoge natuurwetenschappelijke waarden is een deel van het gebied aangewezen als relatienotagebied.

Het poldergebied ligt ingeklemd tussen het Gooi en de Vecht. Sedert de twaalfde eeuw is het gebied ontgonnen en verkaveid. Dit is hier systematisch gebeurd, omdat in deze gebieden het recht van opstrek gold.

Daardoor zijn zeer lange, opstreckende percelen ontstaan. Aanvankelijk lag de ontginningsbasis aan de Vecht, maar tijdens de ontginning is deze steeds verder naar het noorden verlegd. Rond de 16e eeuw zijn voor de turfwinning grote gebieden verveend, zoals in de omgeving van Oud-Loosdrecht, Tienhoven en Oud-Maarseveen. Enkele gebieden, zoals de Loosdrechtse en Breukeleveense Plassen, zijn zo intensief verveend dat ze vrijwel geheel uit water bestaan. In het overige is een zeer heterogeen petgatenlandschap ontstaan, bestaande uit smalle stroken land waarop men de turf heeft gedroogd (de ribben en zetwallen) met daartussen uitgeveende stroken (petgaten), die er geheel of gedeeltelijk met een wilde vegetatie zijn dichtgegroeid. Enkele van de door het vervenen ontstane plassen zijn later weer drooggemalen. De aldus ontstane gebieden heten droogmakerijen. In het beschouwde gebied is de Bethunepolder hier een voorbeeld van. De droogmakerijen wijken landschappelijk duidelijk af van het omliggende hogere gebied. Ze liggen als duidelijke kommen te midden van het omringende 'bovenland'. Bovendien is de polderinrichting moderner van opzet dan in de oudere bovenlandpolders, wat blijkt uit een rationeel rechtlijnig en rechthoekig wegen- en ontwateringsstelsel.

2.2. GEOLOGIE EN BODEM

2.2.1. Het Pleistoceen

Het grootste gedeelte van de pleistocene afzettingen in dit gebied is overdekt met meer of minder dikke pakketten holocene materiaal. De pleistocene afzettingen bestaan uit fluvioglaciale afzettingen en dekzanden. Zij vormen de watervoerende pakketten. Plaatselijk komt het Pleistoceen aan de oppervlakte voor.

Fluvioglaciale afzettingen

De fluvioglaciale afzettingen liggen aan de westelijke voet van de stuwwallen, op ca 5 tot 10 m+NAP. Ze vormen een strook van ongeveer een kilometer breedte en duiken verder westwaarts onder de jongere sedimenten weg. De fluvioglaciale afzettingen bestaan uit kriskras gelaagd, grindhoudend grof zand dat door smeltwater aan de buitenzijde van de stuwwallen werd afgezet. In deze afzettingen heeft zich een (haar)podzol ontwikkeld.

Dekzanden

Verreweg het grootste deel van de pleistocene afzettingen in dit gebied bestaat uit dekzand, een windafzetting uit de Wurm of Weichsel-ijstijd. Het wordt ten westen van het fluvioglaciaal in een enkele kilometers brede strook aan het oppervlak aangetroffen, en komt verder westelijk onder de Holocene pakketten voor.

De afzettingen hebben een zwak golvend relief met talrijke oost-west verlopende ruggen, welke als plaatselijke opduikingen door het bovenliggende veengebied steken.

2.2.2. Het Holoceen

Na de laatste ijstijd (Wurm of Weichsel) steeg de temperatuur geleidelijk, waardoor grote hoeveelheden ijs smolten en de zeespiegel langzaam steeg. De zee breidde haar invloed meer landinwaarts uit en in het Holoceen werden op grote delen van het dekzand dikke pakketten jongere sedimenten gevormd. Er ontstonden moerassen en zoutwatermeren waarin veenvorming plaats vond (Basisveen). Na omstreeks 2200 voor Christus is de zee niet meer in het

gebied doorgedrongen, doordat voor de kust strandwallen werden gevormd. Het milieu verzoette. Nogmaals werd een dik veenpakket afgezet (Hollandveen). Omdat het onderscheid tussen het Basisveen en het Hollandveen in dit gebied niet duidelijk is worden beide pakketten tot het Hollandveen gerekend. De bodem aldus gevormd bestaat uit een dik dekzandpakket met daarop een in dikte variërende veenlaag (tussen 1-1,5 m), dekzandruggen dagzomen door de veenlagen heen.

2.3. DE HYDROLOGIE VAN HET GEBIED

De ontwatering van het poldergebied vindt plaats door een intensief stelsel van opstreckende sloten. De sloten hebben een grote lengte (3 à 4 km) en lopen veelal ononderbroken van de Kanaaldijk langs het Tienhovens Kanaal in het noorden, tot de wetering langs de Kerkdijk in het zuiden. Via de Kerkeindse Wetering wordt het overtollige water afgevoerd naar de watergangen in de polderdelen ten zuiden van de Kerkdijk en tenslotte geloosd in de Vecht. De watertoevoer naar het gebied, ter dekking van de watertekorten in de zomer vindt ook plaats vanuit de Vecht en via de Kerkeindse Wetering.

Binnen het gebied komen verschillende peilgebieden voor. Deze zijn vermeld in tabel 1.

De Bethunepolder is een droogmakerij met een enorme kweloverlast. Deze is te wijten aan de zandlagen in de ondergrond, die vrijwel direkt in contact staan met zowel de droogmakerij als de naastliggende plassen. Hierdoor liepen de bemalingskosten dusdanig hoog op, dat in het verleden de respectievelijke eigenaren regelmatig hebben gedreigd met stopzetten van het

Tabel 1. De peilgebieden in het beschouwde gebied

	zomerpeil	winterpeil
Kerkeind	0,45 m-NAP	0,55 m-NAP
Huis ter Hart	0,60 m-NAP	0,70 m-NAP
Westbroek	0,85 m-NAP	1,05 m-NAP
Molenpolder	0,85 m-NAP	1,15 m-NAP
Het Zek	0,35 m-NAP	0,65 m-NAP
Achttienhoven	0,10 m-NAP	0,40 m-NAP

bemalen. Aan deze situatie kwam pas een eind toen het Drinkwaterbedrijf van Amsterdam de bemaling overnam (1930). Amsterdam kreeg het recht drinkwater te onttrekken aan het waterschap Bethune en de Loosdrechtse en Breukeleveense Plassen, waar tegenover staat dat Amsterdam voor eigen rekening is belast met het bemalen van de Bethune.

De geohydrologie van het gebied wordt bepaald door een profiel bestaande uit twee van elkaar gescheiden watervoerende pakketten (WIT, 1987). Het eerste watervoerende pakket wordt gevormd door de formaties van Twente, Kreftenheye, Urk en Sterksel. Een scheidende laag gevormd door de formaties van Sterksel en Kedichem en een tweede watervoerend pakket gevormd door de formaties van Kedichem, Harderwijk en Tegelen. Het pakket wordt afgedekt door de slecht doorlatende holocene afzettingen. Het geheel wordt door water afkomstig van de stuwwallen in het Gooi gevoedt. Zie fig. 2.

Door de relatief hoge ligging van dit stuwwallengebied komt het plaatselijk voor dat de stijghoogte in de watervoerende pakketten hoger is dan het peil in de sloten. Afhankelijk van de weerstand die de pakketten tussen de ondergrond en de sloten bieden, zal in deze gebieden meer of minder kwel optreden.

Voor het gebied zijn verschillende kwelkaarten gemaakt. In 1986 heeft de Heidemij in opdracht van de LD een vegetatiekartering uitgevoerd (HEIDEMIJ, 1986). Hierbij zijn ook de zichtbare kwelverschijnselen gekarteerd. Deze verschijnselen betreffen het optreden van roestvorming en olievlekken, en in een enkel geval ook een opvallende grijskleuring van het water. Als onderdeel van deze vegetatiekartering is ook een kartering uitgevoerd van de voor dit gebied geldende kwelindicatoren. Zie hiervoor par. 2.4. De resultaten zijn weergegeven in fig. 3.

Een andere indicatie wordt verkregen door meting van de stijghoogten van het diepere grondwater en het polderpeil. Als ook nog een schatting wordt gemaakt van de weerstand van de afsluitende lagen, komt men tot een schatting van de kwelintensiteit. Voor de periode 1980/'81 en 1983/'84 zijn deze gegevens uitgewerkt door de Provinciale Waterstaat Utrecht. De resultaten staan in fig. 4 en 5.

Ten aanzien van deze resultaten gelden de volgende opmerkingen. De slootwaterpeilen zijn vaak onvoldoende nauwkeurig bekend. Dit geldt met name voor de noordelijke delen van de peilgebieden, omdat de in een der sloten gemeten peilen niet representatief zijn voor de waterpeilen in de overige

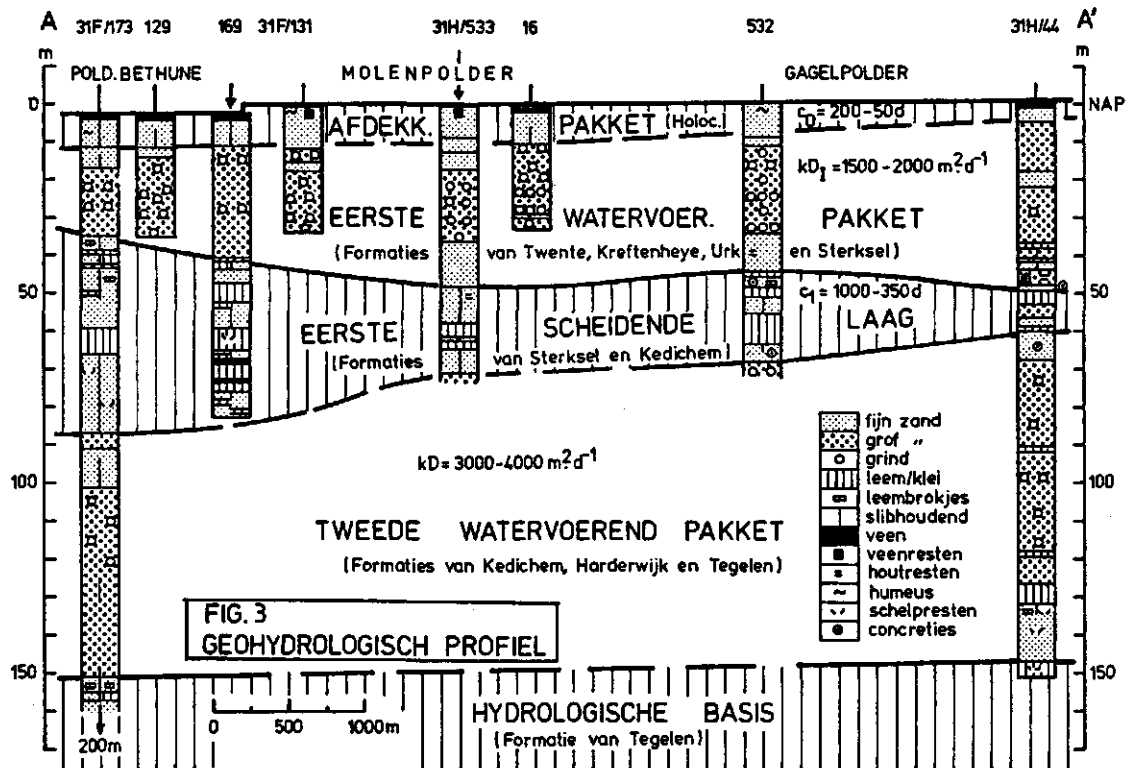


Fig. 2. Geohydrologisch profiel (naar WIT, 1987)

sloten van dit peilvak. Dit is het gevolg van het feit dat het zeer lange opstreckende sloten betreft. Er zijn nauwelijks dwarssloten. Daarbij is het slootpeil afhankelijk van de begroeiing in de sloten, waardoor de afstroming in meer of mindere mate wordt belemmerd. Overigens blijkt, dat als men het officiële polderpeil vergelijkt met het gemeten peil, dat de gemeten peilen 's zomers steeds lager zijn dan de gewenste peilen. Voor de periode 1983/'84 zijn geen metingen van het werkelijke polderpeil beschikbaar. Daarvoor is uitgegaan van het officiële (gewenste) polderpeil. Ook nu komen er grote afwijkingen voor tussen gebruikt en werkelijk peil. Voor het

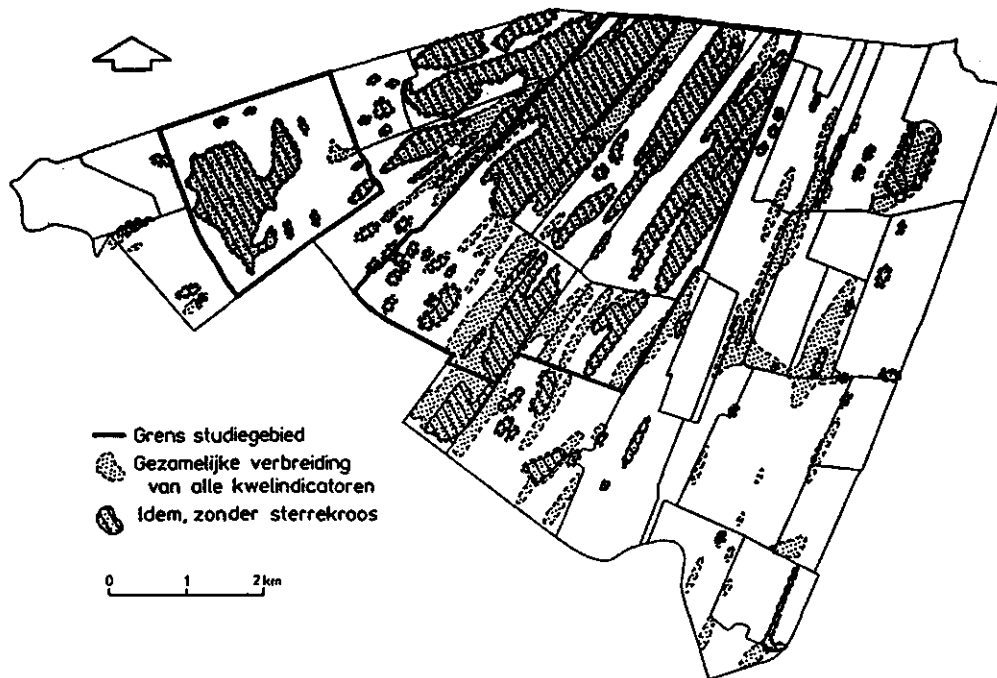


Fig. 3. Verbreiding van kwelindicatoren (plantesoorten en vegetatietypen) in het Noorderpark (naar HEIDEMIJ, 1986)

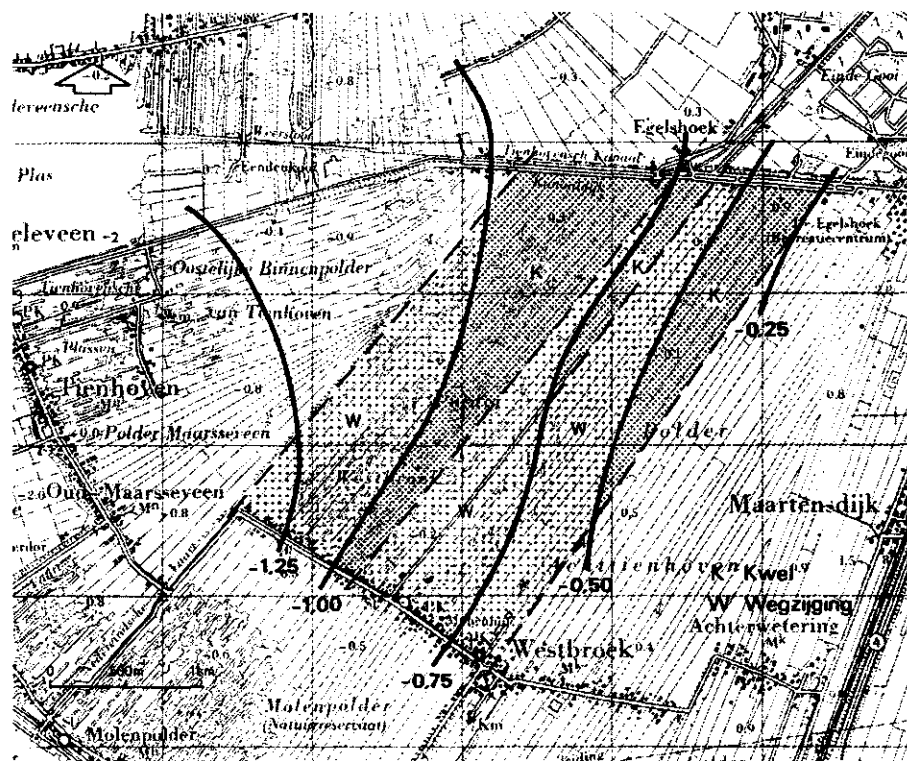


Fig 4. Vergelijking grondwater- en oppervlaktewaterstanden in de droge periode mei 1980. (bron: Provinciale Waterstaat Utrecht)

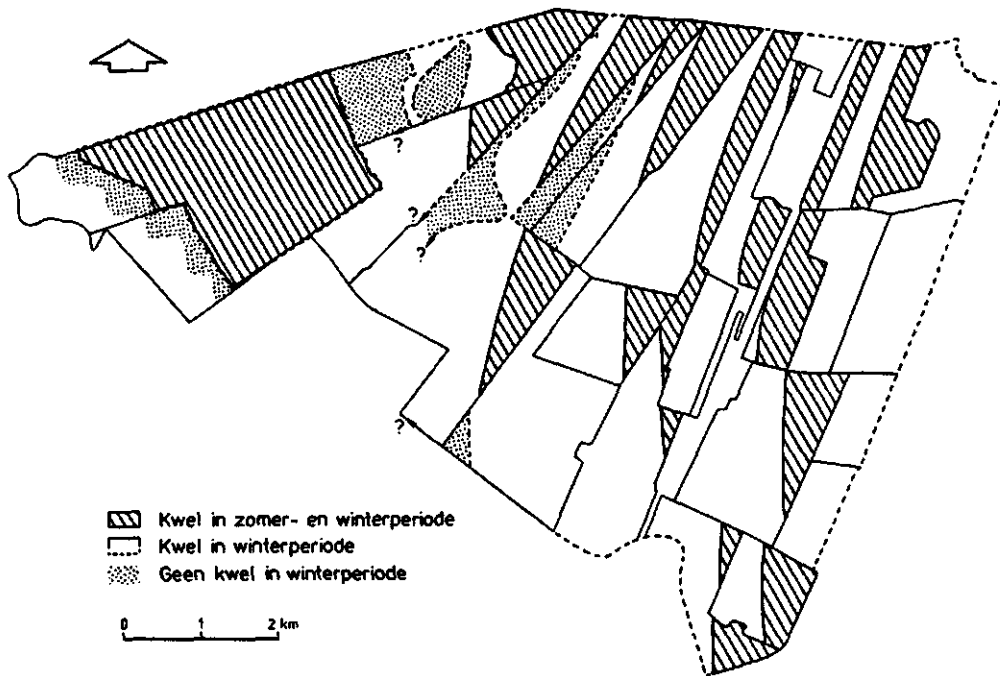


Fig 5. Vergelijking grondwater- en oppervlaktewaterstanden in de periode 1983-1984. (naar: HEIDEMIJ, 1986)

gebied rondom de Maarsseveense plassen is een model opgezet (WIT, 1987), dat de kwelintensiteit in dit gebied beschrijft. Op grond van literatuurgegevens is een geohydrologische schematisering van de ondergrond opgesteld met een indicatie betreffende de hydrologische bodemconstanten. Verder zijn stijghoogten in het eerste en tweede watervoerende pakket alsmede de slootpeilen opgenomen. Met behulp van het programma FLOWCAL is de kwel en de weerstand van het afdekkende pakket bepaald. In dit onderzoek is verder de kwelsituatie door middel van een waterbalansstudie bepaald. De kwel of eventuele wegzijging volgt dan als restterm uit alle waterstromen die het beschouwde gebied in of uit stromen. De resultaten van dit onderzoek staan in fig. 6.

Uit al deze gegevens is een globale kwelkaart voor het studiegebied samengesteld. Deze is afgebeeld in fig. 7.

Kwel is echter geen statische situatie, maar verandert in de loop der tijd. De belangrijkste variaties worden veroorzaakt door veranderingen in de polderpeilen (afhankelijk van seizoen, zomer- en winterpeil), en de stijghoogte van het grondwater in de diepere lagen, bepaald door de voeding vanuit de stuwwallen van het Gooi.

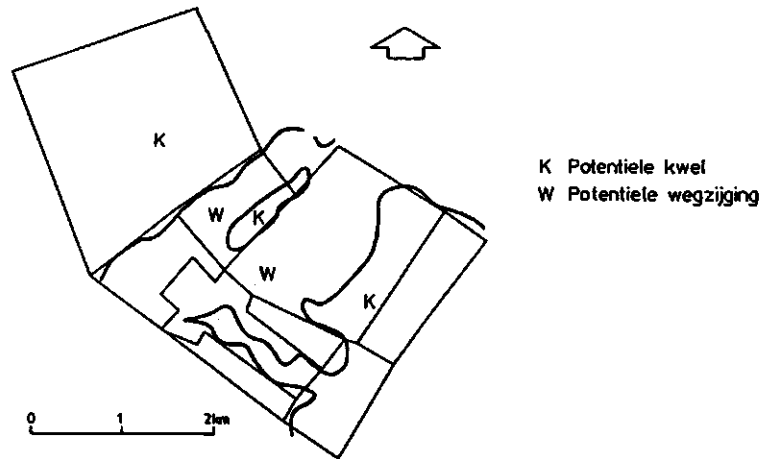


Fig 6. Kwel als restterm in de waterbalans (naar WIT, 1987)

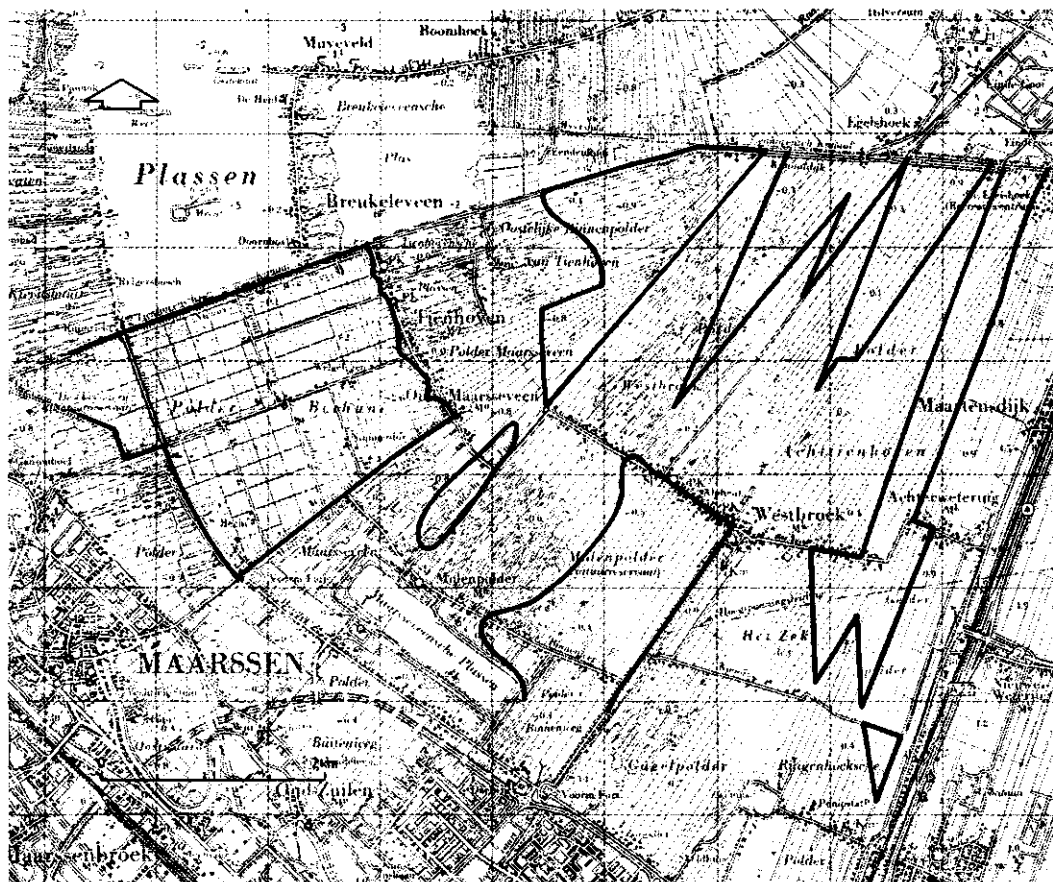


Fig 7. Uit de fig. 3 tot en met 6 samengestelde kwelkaart

2.4. VEGETATIE EN NATUURWAARDEN, RELATIE MET KWEL

In het open water in het studiegebied wordt een vegetatie aangetroffen van drijvende en ondergedoken waterplanten (watergentiaan, waterlelie, gele plomp, waterpest en hoornblad). Als door afsterven van de planten een dikke laag modder en organisch materiaal ontstaat, wordt het water ondieper en verschijnen er soorten als krabbescheer en kikkerbeet.

Deze soorten kunnen een volledig drijvende laag vormen (BELTMAN, 1986).

Bij verdergaande verlanding kunnen zogenaamde drijfkillen ontstaan, kleine eilandjes van soorten als waterscheerling en cyperzegge. In kleine geïsoleerde petgaten kunnen nu, als gevolg van het vaak zeer schone en voedselarme kwelwater, trilvenen ontstaan. Na een stadium met krabbescheer, holpijp en kikkerbeet zet de verlanding zich voort met soorten als padderus, waterdrieblad, snavelzegge en galigaan.

Geleidelijk groeit de vegetatie dicht tot een echt trilveen (soorten als ronde zegge, moeraskartelblad, slank wollegras).

Kwelwater heeft een andere chemische samenstelling dan het freatische grondwater en het oppervlaktewater. Tijdens het verblijf in de ondergrond worden ionen opgenomen uit het watervoerende pakket en andere ionen worden afgegeven. Het aan de oppervlakte komende kwelwater is daarom relatief rijk aan calcium, ijzer en bicarbonaat en relatief arm aan natrium, kalium, chloride en sulfaat. Het grondwater dat voornamelijk door neerslag wordt gevoed is relatief rijk aan sulfaat en arm aan calcium en bicarbonaat, terwijl het ingelaten oppervlaktewater (direkt of indirekt uit de Rijn afkomstig) relatief rijk is aan natrium, calcium en bicarbonaat.

Door dit verschil in chemische samenstelling van het voedende water wordt een verschil in het milieu van de vegetatie teweeg gebracht. In het algemeen zal de vegetatie in kwelgebieden afwijken van de vegetatie in overigens gelijke gebieden waar geen kwel optreedt. Bepaalde plantesoorten en vegetatietypen blijken zeer vaak (sommige zelfs uitsluitend) voor te komen in kwelgebieden. Zulke plantesoorten noemt men wel kwelindicatoren. Een direkte en eenduidige relatie tussen de aard van de vegetatie en het al dan niet optreden van kwel is er echter niet. Zowel de aard van de kwel zelf als de aard van het milieu waarin de kwel optreedt kunnen sterk uiteenlopen. Bij de kwel kunnen enerzijds verschillen in intensiteit en anderzijds verschillen in chemische samenstelling optreden. Ten aanzien van het milieu

waarin de kwel optreedt kunnen tal van factoren verschillen, grondwaterstand, cultuurdruk, trofiegraad, successiestadium enzovoorts. Combinaties van verschillende vormen van kwel en milieufactoren zullen tot verschillende vegetaties en plantesoorten leiden. Een gevolg hiervan is dat een gegeven plantesoort in het ene geval wel en in het andere geval niet een indicatie is voor het optreden van kwel. Afhankelijk van de vegetatie zullen dus verschillende vegetatietypen en plantesoorten als kwelindicator kunnen worden beschouwd.

In het Noorderpark kunnen de volgende plantesoorten als kwelindicator worden beschouwd:

waterviolier

sterrekroos

dichtbladig fonteinblad

holpijp

kleine egelskop

grote boterbloem

snavelzegge

veldrus

ronde zegge

draadzegge

moeraskartelblad

waterdrieblad

3. KWELONDERZOEK MET BEHULP VAN REMOTE SENSING

3.1. INLEIDING

De sloten in het studiegebied worden gevoed door kwelwater en ingelaten oppervlaktewater. Door de lange verblijftijd in de grond heeft het kwelwater een zeer konstante lage temperatuur (ca 8 graden Celcius). 's Zomers zal het oppervlaktewater een veel hogere temperatuur hebben. In de sloten zullen dus temperatuurverschillen optreden. Sloten die met kwelwater gevoed worden zullen een lagere temperatuur hebben dan sloten die door het oppervlaktewater worden gevoed.

Voor de wintersituatie geldt in feite hetzelfde, alleen is het kwelwater dan warmer dan het oppervlaktewater. Met behulp van thermische sensoren kunnen vanuit een vliegtuig de sloottemperaturen aan het oppervlak worden waargenomen. Door nu de sloten op te zoeken met de laagste temperaturen aan het wateroppervlak ('s zomers) kan een indruk worden verkregen over de kwelsituatie in het beschouwde gebied.

3.2. TEMPERATUURMETINGEN IN HET THERMISCH INFRAROOD

Elk objekt met een temperatuur hoger dan het absolute nulpunt zendt thermische infraroodstraling uit. De stralingseigenschappen in het infrarood worden grotendeels door de temperatuur en de emissiviteit van dit objekt bepaald. Met behulp van thermisch infrarood sensoren kan de (oppervlakte-) temperatuur van een objekt op afstand worden waargenomen. Dit wordt bereikt door het meten van de door het objekt uitgezonden straling in het thermisch infrarode deel van het elektro-magnetische spektrum. Deze waargenomen straling is een maat voor de temperatuur van het objekt. Het is een indirekte meetmethode, niet de temperatuur wordt gemeten, maar de straling die omgerekend wordt naar een temperatuurwaarde. Het voordeel is echter dat de waarneming op afstand kan geschieden.

De relatie tussen (oppervlakte-) temperatuur en thermische infraroodstraling wordt in grote lijnen met drie formules beschreven.

De stralingswet van Planck geeft het per eenheid van oppervlak en per Herz bandbreedte uitgestraalde vermogen $P(f)$:

$$P(f) = \frac{2\pi h f^3}{c^2} \cdot \frac{1}{\exp(hf/kT) - 1} [\text{Wm}^{-2} \text{Hz}^{-1}] \quad (1)$$

met h = constante van Planck ($6.626 \cdot 10^{-34}$ Js)
 k = Boltzmannconstante ($1.38 \cdot 10^{-23}$ JK⁻¹)
 c = lichtsnelheid ($3 \cdot 10^8$ ms⁻¹)
 T = temperatuur [K]
 f = frequentie [Hz]

Het totale uitgestraalde vermogen is de integraal van het vermogen per bandbreedte over het gehele spektrum en is bekend volgens de stralingswet van Stefan-Boltzman.

$$P = \sigma T^4 [\text{Wm}^{-2}] \quad (2)$$

met σ = constante van Stefan Boltzmann ($5.6667 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻² K⁻⁴)

Aangezien de meeste objecten geen ideale stralers (zwarte lichamen) zijn, wordt de emissiviteit van het object geïntroduceerd

$$P = \epsilon \sigma T^4 [\text{Wm}^{-2}] \quad (3)$$

met ϵ = emissiecoëfficiënt

De emissiviteit van een voorwerp is gedefinieerd als:

$$\epsilon = \frac{P(f) \text{ object met temperatuur } T}{P(f) \text{ zwart lichaam met zelfde temp } T} \quad (4)$$

Over het algemeen is de emissiviteit zowel temperatuur- als frequentieafhankelijk. De emissiviteit van enkele objecten bij 10 micrometer zijn gegeven in tabel 2.

Bij dit onderzoek zijn we geïnteresseerd in temperatuurverschillen. Daarom kan de emissiviteit gelijk aan 1 worden gesteld. Voor absolute temperatuurmetingen moet de emissiviteit echter wel expliciet meegenomen worden.

De golflengte van de piek in het uitgestraalde vermogen wordt gegeven door (wet van Wien).

Tabel 2. De emissiviteit bij 10 micrometer voor verschillende objecten (naar LILLESAND & KIEFER, 1979)

	emissiviteit
zwart lichaam	1,0
vegetatie	0,98
vochtige bodem	0,96
droge bodem	0,92
gedestilleerd water	0,96
water	0,96-0,995

$$\lambda_m = \frac{b}{T} \quad [m] \quad (5)$$

met $b = 2.897 \cdot 10^{-3}$ [Km]

$T =$ temperatuur van het object [K]

Met behulp van deze formules kan worden bepaald dat de piek van het uitgestraalde vermogen van de zon ($T = 6000K$) ligt bij

$\lambda_m = 2.897 \cdot 10^{-3} / 6000 = 0,5 \cdot 10^{-6}$ m wat in het midden van het zichtbare spektrum is.

Bij temperaturen rond de 30 graden Celcius (300 K) ligt deze piek echter rond de 10 micrometer, dit is buiten het zichtbare spektrum en wij zien deze warmtestraling dus niet. Thermische infrarood sensoren zijn er wel gevoelig voor, en kunnen waargenomen straling omzetten in temperatuurwaarden.

Het medium waardoor de waarnemingen gedaan worden, in de meeste gevallen de atmosfeer, is niet volledig transparant voor de infraroodstraling.

(NIEUWENHUIS, 1979). Doordat de atmosfeer zelf straling absorbeert, maar zelf ook straling uitzendt (afhankelijk van de temperatuur T_{amb}), veroorzaakt dit een verschuiving in het niveau van de waargenomen straling. Ook worden temperatuurverschillen aan de oppervlakte door de atmosfeer afgevlakt. De absorptie van de atmosfeer is afhankelijk van de golflengte van de straling.

Fig. 8 toont het absorbtiespektrum van de atmosfeer. Dit spektrum vertoont voor bepaalde golflengten minima, waar de atmosfeer bijna transparant is voor EM straling met die golflengte. Deze minima in het absorbtiespectrum noemen we vensters. Naast het zichtbare venster is er nog een venster in het infrarode deel en een venster in het microgolfgebied (radar). De demping in het infrarode venster is afhankelijk van de waterdamp in de atmosfeer. Hoe hoger de hoeveelheid waterdamp in de atmosfeer, hoe groter de demping. Hierdoor blijft de bruikbaarheid van thermische infrarood remote sensing beperkt tot heldere dagen. Als richtlijn wordt in de literatuur wel gegeven dat het grondzicht groter moet zijn dan 5 km. Uit het veldwerk dat voor dit onderzoek is verricht blijkt dat rond zonsopgang gevlogen moet worden. De oppervlaktetemperaturen reageren erg snel op inkomende straling en zullen dus erg snel oplopen. De situatie is dan niet meer stabiel. Ook uit de literatuur (RIJKSWATER-STAAT, 1979) blijkt dat rond zonsopgang gevlogen moet worden.

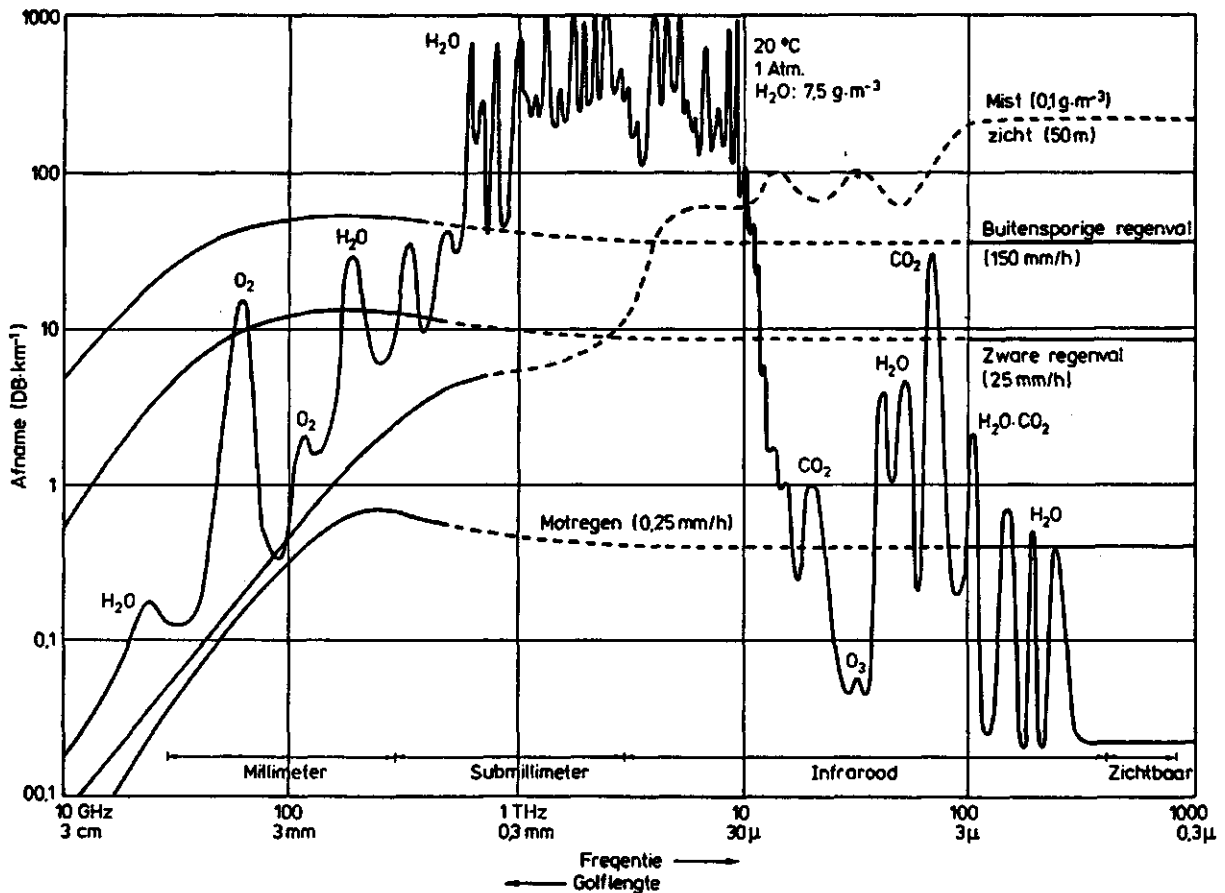


Fig. 8. Dempingskarakteristieken van de atmosfeer (naar HOEKMAN, 1982)

3.3. DE GEBRUIKTE APPARATUUR

De AGA thermische videocamera is een camera met een sensorsysteem dat gevoelig is voor EM-straling in het thermisch-infrarood. Het opname-element is een cadmium-kwik-telluride (CdHgTe) detektor, welke met behulp van vloeibare stikstof wordt gekoeld tot -70 graden Celcius. Het temperatuurbereik van deze detektor is van -20 tot 1000 graden Celcius. Dit bereik is met stappen instelbaar, waardoor een optimale detaillering in het gewenste bereik kan worden ingesteld (in dit geval rond 15 graden Celcius). Het type camera wordt door AGA aangeduid als LW (Long Wave), de gevoeligheid ligt bij $8-14$ micrometer. AGA heeft ook een SW camera (Short Wave). De gevoeligheid hiervan ligt bij $3-5$ micrometer, en deze camera kan worden gebruikt bij metingen van de thermische infrarood reflectie en de reflectie van zonlicht. De op de videomonitor weergegeven beelden zijn licht waar het objekt warm is en donkerder waar het objekt kouder is. De monitor (Thermovision 782) heeft als speciale eigenschap dat isothermen kunnen worden weergegeven. Punten met een vooraf ingestelde stralingswaarde lichten sterk op. Met behulp van een ijktabel kan de stralingswaarde van deze punten

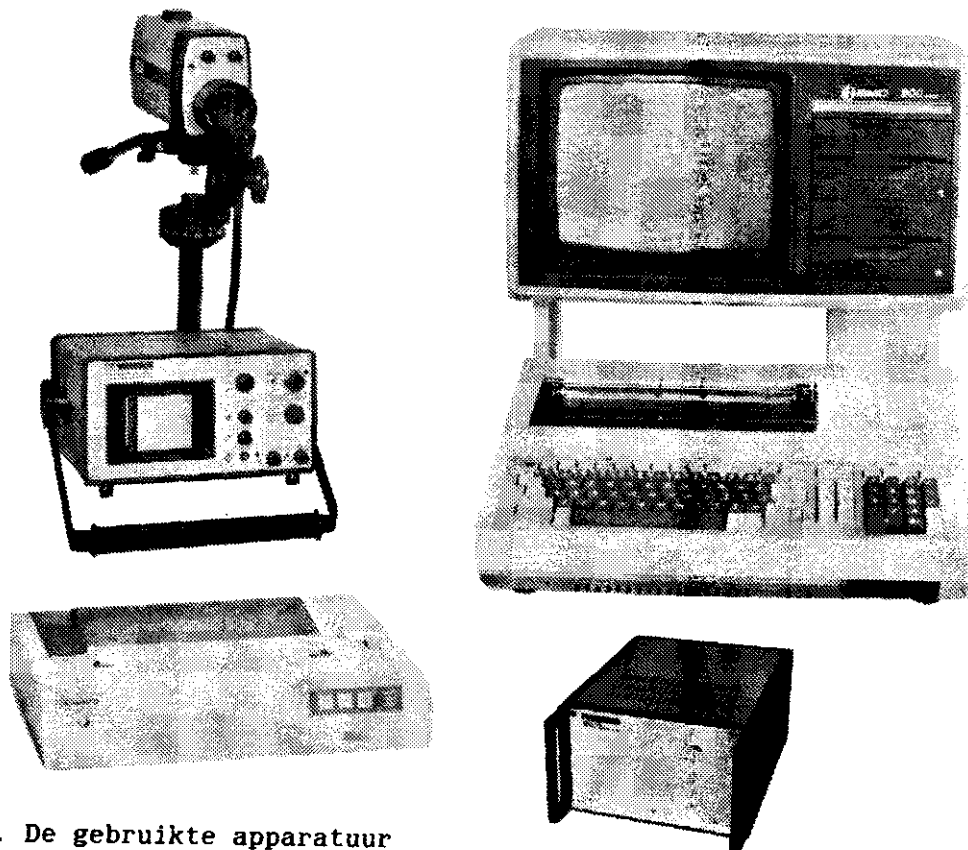


Fig. 9. De gebruikte apparatuur

worden omgezet in temperatuurswaarden. De verkregen beelden kunnen op een (aangepaste) videorecorder worden vastgelegd, de beelden kunnen op die manier op een later tijdstip worden geanalyseerd. Voor de verdere verwerking is een PC beschikbaar met specifieke beeldverwerkingssoftware. Hiermee is het onder andere mogelijk de video-opnamen om te zetten in kleurgecodeerde temperatuurbeelden. Nadat het type van de camera, de soorten lenzen en filters en enige atmosferische gegevens zijn opgegeven wordt voor elke pixel in een beeld (stilstaand, verkregen van de videoband) de temperatuurwaarde bepaald. Aan de verschillende temperatuurklassen in het beeld worden verschillende kleuren toegekend, en de temperaturen nu direct worden afgelezen. Zie fig. 10.

De openingshoek van de door ICW gebruikte camera is 20 graden, en per (scan-)lijn worden 128 pixels onderscheiden. Bij een vlieghoogte van 1000 ft (300 meter) geeft dit een strookbreedte van de opgenomen track van ca 110 meter en een pixelgrootte van ca 1 meter. Bij een vlieghoogte van 500 ft (150 meter) is de strookbreedte ca 55 meter en de pixelgrootte ca 0.50 meter.

Vanuit een vliegtuig maakt de thermische videocamera een warmtebeeld van de strook loodrecht onder het vliegtuig.

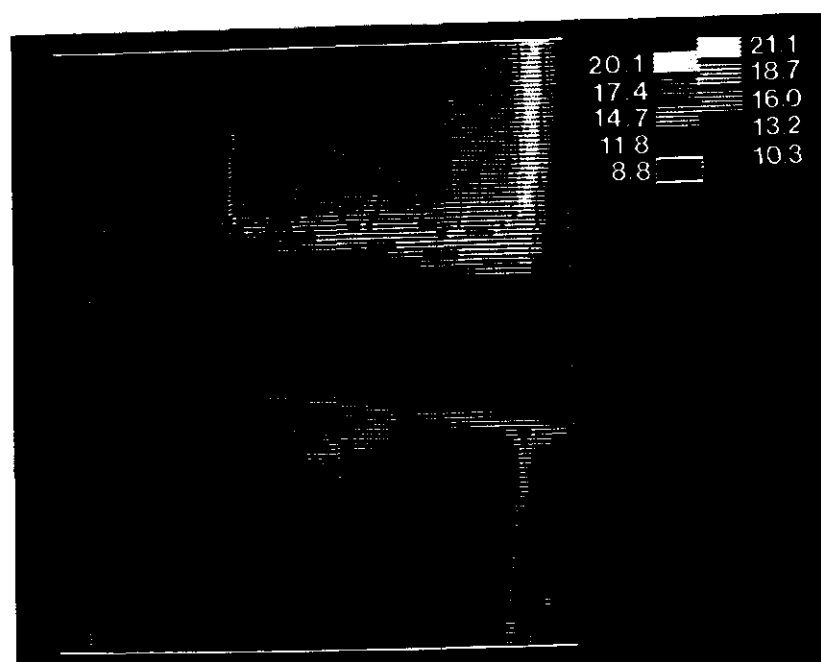


Fig. 10. Kleurgecodeerd temperatuurbeeld

Omdat de openingshoek van de thermische videocamera klein is, en het opgenomen beeld niet het zichtbare, maar het warmtebeeld van de track is, is de herkenbaarheid van het beeld niet altijd even groot. Vooral de oriëntatie levert bij het verwerken (op een later tijdstip) nogal eens problemen op. In dit geval zijn gelijktijdig met de thermische videocamera en met een normale videocamera opnamen gemaakt. Door de beide banden ook gelijktijdig af te spelen, krijgt men dus zowel het zichtbare als het warmtebeeld van de gevlogen tracks.

3.4. TOEPASSING VAN DE WARMTEBEELDEN

Op 1 juli 1986 zijn met deze apparatuur opnamen gemaakt. De tracks die gevlogen zijn, zijn weergegeven in fig. 11. Het was een heldere nacht geweest, met 's ochtends hier en daar wat grondnevel. Deze is niet van invloed geweest op de kwaliteit van de opnamen.

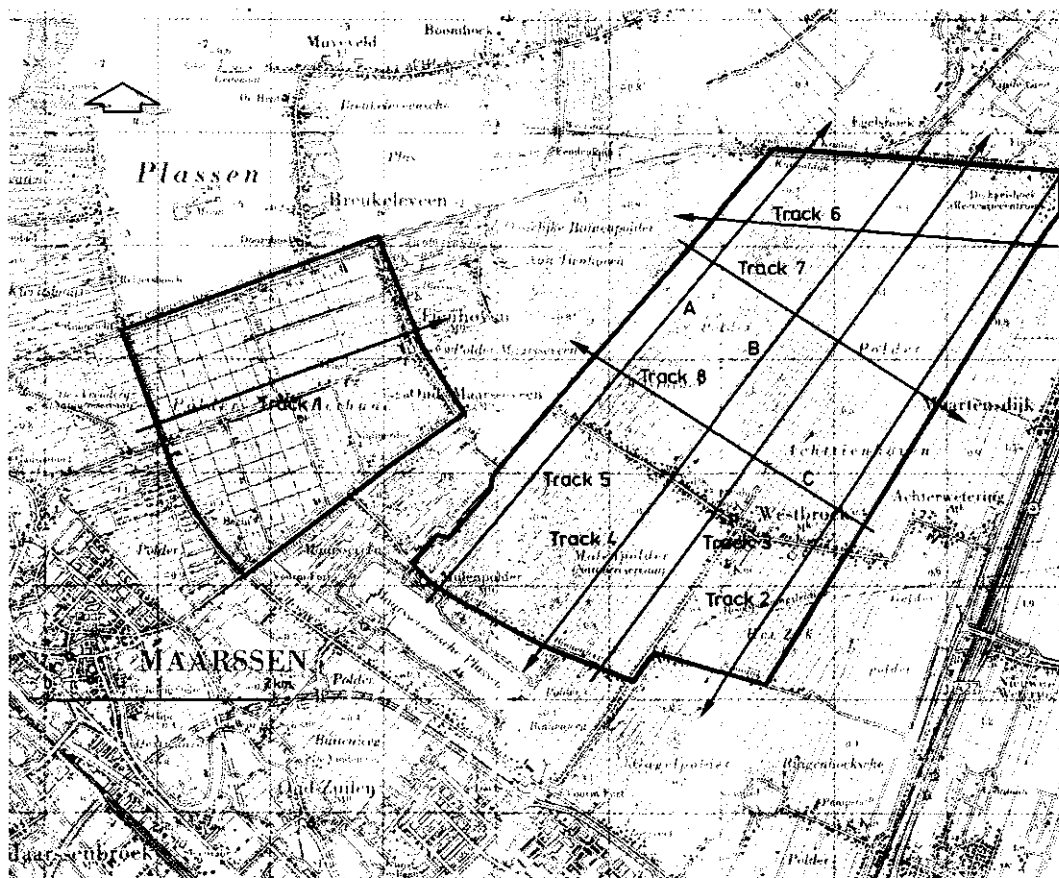


Fig. 11. De ligging van de tracks van 1 juli 1986

Om 5.25 uur is begonnen met de vluchten op 1000 ft (track 1, 2, 3, 4 en 5). Vanaf 5.45 uur zijn de vluchten op 500 ft gemaakt (tracks 2, 3, 4, 5, 6, 7 en 8). Bij de verwerking is gebleken dat vooral de dwars-tracks 6, 7 en 8 erg veel informatie bevatten. Met de monitor en de computer van het thermische systeem zijn op verschillende plaatsen in het gebied de sloottemperaturen bepaald. Hiervoor zijn voornamelijk de opnamen van de lage vluchten gebruikt, omdat bij deze opnamen de ruimtelijke resolutie veel beter is. De waargenomen straling wordt dan minder beïnvloedt door bijvoorbeeld de temperatuur van de slootkanten.

Van track 1, 2, 3, 4 en 5 zijn vervolgens lengteprofielen gemaakt, die het temperatuurverloop in de betreffende sloot aangeven (fig. 12).

Uit al deze profielen blijkt dat de temperatuur in de zuidelijke delen van de sloten hoger is dan in de noordelijke delen. Op grond van deze constatering en de sloottemperaturen verkregen uit track 5, 6 en 7 is een kaart gemaakt die de slootwatertemperaturen in het gebied weergeeft (fig. 13).

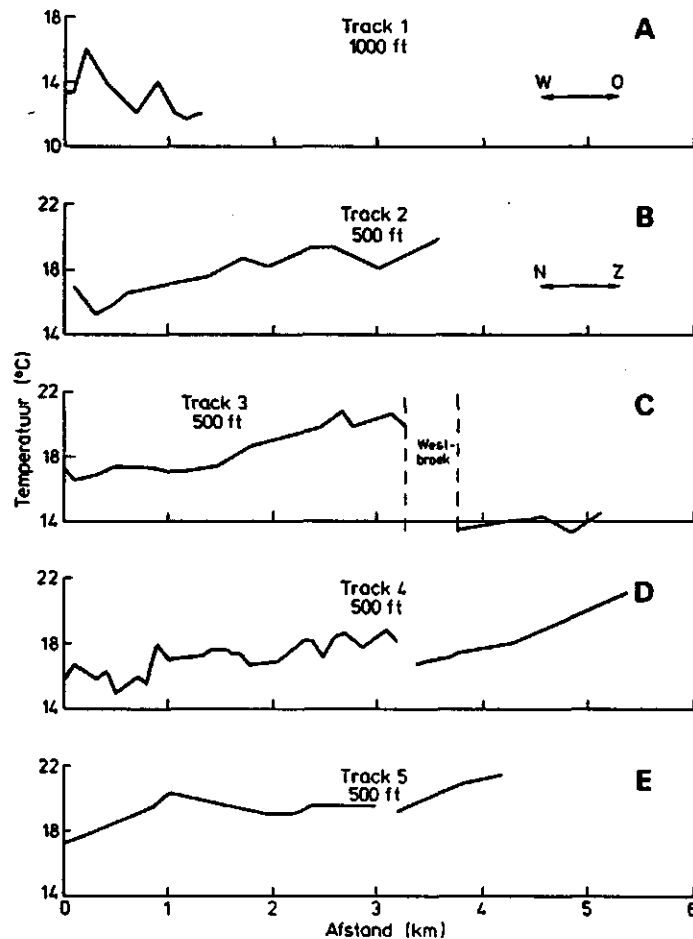


Fig. 12. Lengteprofielen van de tracks 1, 2, 3, 4 en 5

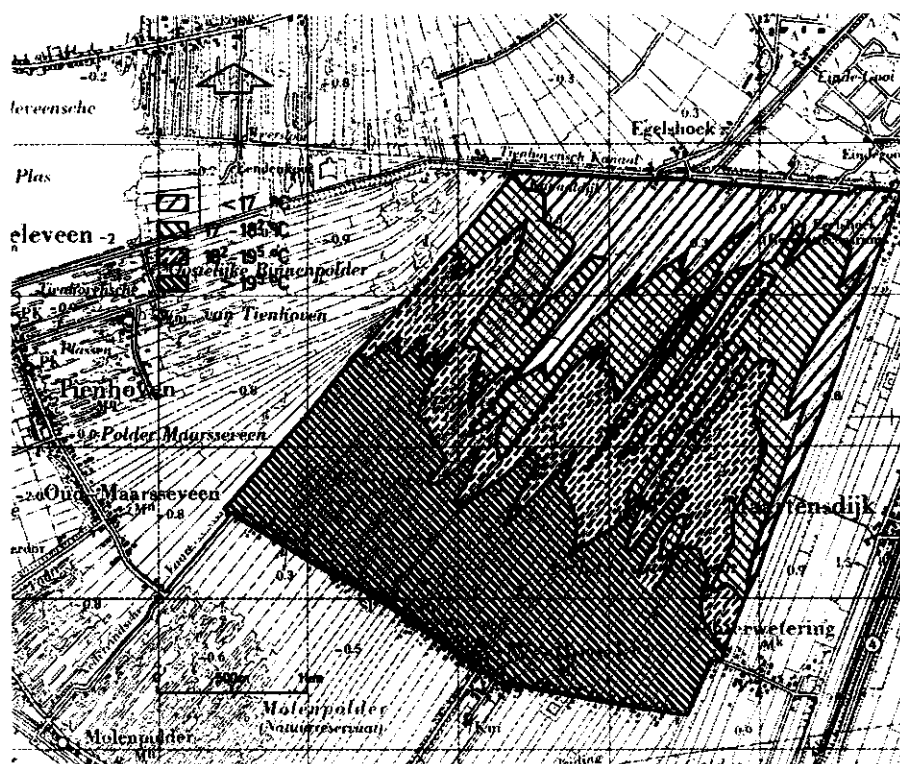


Fig. 13. Kaart van de oppervlaktetemperaturen in de sloten afgeleid uit warmtebeeld van 1 juli 1986

De aldus verkregen kaart is vergeleken met op andere wijzen verkregen informatie over de kwel. Het is onmogelijk gebleken een actuele kwelkaart voor 1 juli 1986 te maken, aangezien de benodigde gegevens (actuele stijghoogte van het grondwater en actuele slootpeilen) niet beschikbaar kwamen. Wel is duidelijk geworden dat het op 1 juli 1986 een extreme situatie betrof. In 1986 is het water in de Polder Westbroek op een andere manier beheerd dan normaal. In het vroege voorjaar is er veel regenwater afgevoerd en eind mei is er erg veel Vechtwater ingelaten om een (hoger dan normaal) zomerpeil te bereiken. Hierdoor is de kweldruk sterk afgenomen, en de kwel snel tot achter in de polder teruggedrongen. Om deze redenen is het moeilijk om de temperatuurkaart te vergelijken met kwelkaarten die de situatie onder andere omstandigheden en op andere tijdstippen weergeven.

De patronen die op alle kwelkaarten verschijnen, zijn ook op de door de warmtebeelden verkregen kaart duidelijk waar te nemen. Het is moeilijk op de kaart aan te geven waar de kwelplaatsen precies zitten, wel duidelijk wordt gekarteerd welke delen van sloten onder invloed van kwelwater staan. Uit het voor dit onderzoek verrichtte veldwerk is gebleken dat de door de

sloot uitgezonden EM straling afhankelijk is van de plantengroei in de sloot. Onderscheid moet gemaakt worden tussen planten die op de sloot drijven (zoals kroos, gentiaan, waterlelie en gele plomp) en planten die boven het water uitsteken (riet, pijlkruid en zwanebloem). De drijvende planten zorgen bij veel inkomende straling voor een (plaatselijke) stijging van de oppervlaktetemperatuur van 3 à 4 graden. Dit is waarschijnlijk te wijten aan een verminderde uitstraling. De planten die boven het water uitsteken doen de stralingstemperatuur van het wateroppervlak met 1 à 2 graden dalen. Voor beide effecten zijn nog geen afdoende verklaringen gevonden, zij zijn ook niet in de modellen opgenomen. Hun invloed op de totale interpretatie van de warmtebeelden lijkt gering, vooral in het voorjaar, als er nog geen groeiende delen zijn.

Op 22 april 1987 is nogmaals een opname gemaakt. Deze vlucht is uitgevoerd door Eurosense met de Daedalus MSS. Hoewel deze vlucht voor 's ochtends vroeg gepland stond, is deze pas in de middag uitgevoerd. De Westbroekpolder lag de hele ochtend onder een dik pak mist. Wegens tijdgebrek is voor deze vlucht alleen een eerste verwerking van de gegevens verricht.

4. MODELONDERZOEK

In het kader van dit onderzoek is een begin gemaakt met het modelleren van de warmtehuishouding in de bodem en waterlopen onder invloed van kwel. Het systeem is hierbij gesplitst in een model van de bodemwarmtehuishouding en een model van de warmtehuishouding in de waterloop.

Bedacht moet worden dat voor dit onderzoek we vooral geïnteresseerd zijn in de oppervlaktetemperaturen, aangezien deze met behulp van de thermische infrarood video kunnen worden waargenomen.

4.1. DE BODEM

4.1.1. Beschrijving van het model

De theorie van de warmtehuishouding in de bodem wordt uitgebreid behandeld in VAN WIJK (1966) en WESSELING (1985). Volstaan wordt hier met het definiëren van de variabelen en het vermelden van de belangrijkste resultaten. Voor de afleidingen wordt verwezen naar VAN WIJK.

Voor het beschrijven van de warmtehuishouding worden twee parameters geïntroduceerd. Als eerste het warmtegeleidingsvermogen van de bodem $\lambda (\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1})$, gedefinieerd als:

$$G = \lambda \frac{\delta T}{\delta Z} \quad [\text{W.m}^{-2}] \quad (6)$$

met G = bodemwarmteflux $[\text{Wm}^{-2}]$
 λ = warmtegeleidingsvermogen $[\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}]$
 $\delta T/\delta Z$ = temperatuurgradiënt in de bodem $[\text{Km}^{-1}]$

Het warmtegeleidingsvermogen van de bodem is afhankelijk van de minerale samenstelling, de textuur, het vochtgehalte, het gehalte organisch materiaal en de volumefractie lucht. Het warmtegeleidingsvermogen van lucht is veel kleiner dan dat van de overige bestand delen, daardoor geeft een hoog volumegehalte lucht een laag warmtegeleidingsvermogen. Een tweede parameter van belang is de volumetrische warmtecapaciteit van de bodem, $C (\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1})$, gedefinieerd als de hoeveelheid warmte die nodig is om een eenheid volume bodem een graad in temperatuur te doen stijgen. Deze waarde

is afhankelijk van de volumefracties vaste stof, vocht, lucht en organisch materiaal, en kan als volgt worden berekend:

$$C = \rho_{sm} c_{sm} x_{sm} + \rho_{so} c_{so} x_{so} + \rho_w c_w x_w + \rho_a c_a x_a \quad [\text{Jm}^{-3} \text{K}^{-1}] \quad (7)$$

met x_{sm} = fractie vaste stof (mineraal)
 x_{so} = fractie vaste stof (organisch)
 x_a = fractie bodemvolume ingenomen door lucht
 x_w = fractie bodemvolume ingenomen door vocht
 $\rho_{sm} c_{sm}$ = warmtecapaciteit minerale bodemdelen $(1,92 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3} \text{ K}^{-1})$
 $\rho_{so} c_{so}$ = warmtecapaciteit organische bodemdelen $(2,88 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3} \text{ K}^{-1})$
 $\rho_w c_w$ = warmtecapaciteit van water $(4,18 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3} \text{ K}^{-1})$
 $\rho_a c_a$ = warmtecapaciteit van lucht $(1255 \text{ Jm}^{-3} \text{ K}^{-1})$

Aangezien de warmtecapaciteit van lucht erg klein is vergeleken met die van de overige bestanddelen, wordt de term $\rho_a c_a x_a$ vaak verwaarloosd. Beide parameters, warmtegeleidingsvermogen en warmtecapaciteit zijn afhankelijk van de temperatuur. Als vereenvoudiging worden beide echter vaak als onafhankelijk van de temperatuur beschouwd.

De algemene differentiaalvergelijking voor warmtestroming wordt dan

$$C \frac{\delta T}{\delta t} = \nabla(\lambda \nabla T) \quad [\text{m}^{-3}] \quad (8)$$

met t = tijd [s]

∇ = Laplace operator

Voor de eendimensionale warmtestroming geldt:

$$C \frac{\delta T}{\delta t} = \frac{\delta T}{\delta z} (\lambda \frac{\delta T}{\delta z}) \quad [\text{Wm}^{-3}] \quad (9)$$

Als C en λ ook onafhankelijk van de diepte z worden verondersteld kan deze vergelijking worden geschreven als

$$\frac{\delta T}{\delta t} = a \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} \quad [\text{K s}^{-1}] \quad (10)$$

met $a = \lambda/C =$ temperatuurvereffeningscoëfficiënt

4.1.2. Toepassing van het model

Voor de warmtebalans van de bodem geldt:

$$R_n = LE - H + G \quad (\text{Wm}^{-2}) \quad (11)$$

met R_n	= inkomende netto straling	$[\text{Wm}^{-2}]$
L	= verdampingswarmte van water	$[\text{Jm}^{-3}]$
E	= verdampingsflux	$[\text{m s}^{-1}]$
H	= voelbare warmtestroomdichtheid	$[\text{Wm}^{-2}]$
G	= bodemwarmteflux	$[\text{Wm}^{-2}]$

De bodemwarmteflux wordt evenredig met de inkomende straling verondersteld, en deze wordt benaderd door een sinus.

Volgens Van Wijk kan de relatie tussen flux en temperatuur dan beschreven worden met:

$$G = A T(\lambda C \omega)^{\frac{1}{2}} \sin(\omega t + \frac{1}{4} \pi) \quad (\text{Wm}^{-2}) \quad (12)$$

met A = amplitude van de bodemtemperatuurgolf [K]
 ω = hoekfrequentie van de dagelijkse golf
 $= 2\pi/86\ 400$

Hieruit volgt, dat (bij gelijke flux) het amplitude van de temperatuurgolf A omgekeerd evenredig is met $(\lambda C)^{\frac{1}{2}}$.

Voor een kleigrond gelden de volgende waarden voor λ en C (VAN WIJK, 1966):

droog $\theta = 0,0$ $\lambda = 0.251 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ $C = 1.256 \cdot 10^4 \text{ Jm}^{-3} \text{ K}^{-1}$

vochtig $\theta = 0,2$ $\lambda = 1.173 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ $C = 2.092 \cdot 10^4 \text{ Jm}^{-3} \text{ K}^{-1}$

nat $\theta = 0,4$ $\lambda = 1.591 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ $C = 2.931 \cdot 10^4 \text{ Jm}^{-3} \text{ K}^{-1}$

Het oppervlaktetemperatuurverloop van deze bodems bij een sinusvormige (gegeven) bodemwarmtestroom is gegeven in fig. 14 (model 1).

De bodemwarmteflux is echter niet evenredig met de inkomende straling, aangezien de verdampingsflux LE en de voelbare warmteflux H ook (niet-lineair) afhankelijk zijn van de oppervlaktetemperatuur. VAN WIJK negeert de verschillen in verdampingsflux. Dit maakt het een erg simplistisch plaatje, het geeft echter wel een beeld van de te verwachten verschillen in thermisch gedrag als gevolg van vochtverschillen (Model 2).

In fig. 15 is het temperatuurverloop van dit model weergegeven. Door de ingevoerde verfijningen is het verschil in thermisch gedrag iets afgevlakt.

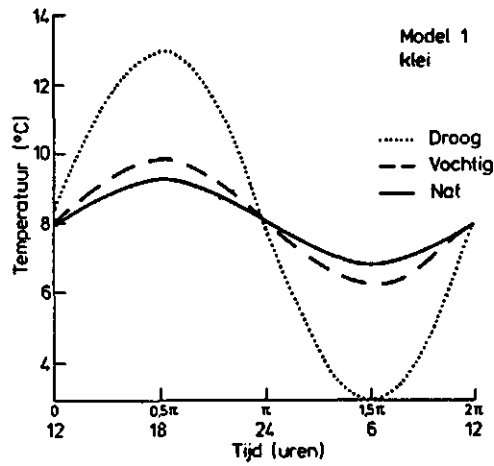


Fig. 14. Temperatuurverloop aan het oppervlak voor model 1

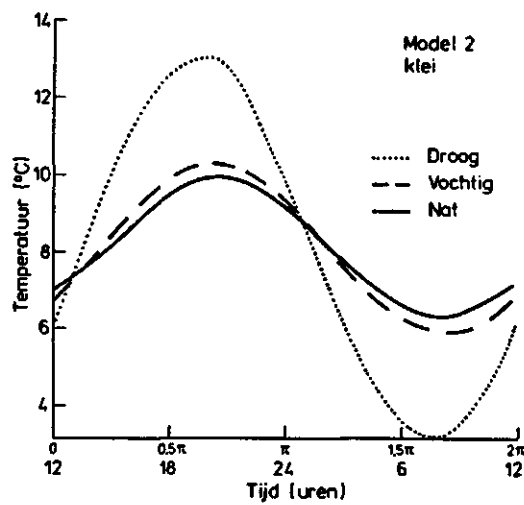


Fig. 15. Temperatuurverloop aan het oppervlak voor model 2

ROSEMA (1974) brengt wel de verdampingsflux in rekening, en de transporttermen worden afhankelijk van de temperatuur gemaakt. Ook de grenslaag tussen atmosfeer en bodem wordt door dit model beschreven. Zijn transportvergelijkingen zijn:

$$C_W \frac{\Delta \Psi}{\Delta t} = \frac{\Delta}{\Delta z} \left\{ (K_{w\Psi} + K_{v\Psi}) \frac{\Delta(\Psi + gh)}{\Delta z} \right\} + \frac{\Delta}{\Delta z} \left\{ (K_{wT} + K_{vT}) \frac{\Delta T}{\Delta z} \right\} \quad [\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-3}] \quad (13)$$

$$C_H \frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{\Delta}{\Delta z} \left(\lambda \frac{\Delta T}{\Delta z} \right) \quad (14)$$

met C_H	= warmtecapaciteit bodem	$[Jm^{-3}K^{-1}]$
C_W	= vochtcapaciteit bodem	$[kg^2J^{-1}m^{-3}]$
Ψ	= matrix potentiaal	$[J kg^{-1}]$
z	= diepte onder oppervlak	$[m]$
$K_{w\Psi}$	= bodemdoorlatendheid (vocht) gerelateerd aan potentiaalgradiënten	$[kgs m^{-3}]$
$K_{v\Psi}$	= bodemdoorlatendheid (damp) gerelateerd aan potentiaalgradiënten	$[kgs m^{-3}]$
g	= zwaartekracht	$[N kg^{-1}]$
h	= hoogte boven grondwaterspiegel	$[m]$
k_{wT}	= bodemdoorlatendheid (vocht) gerelateerd aan temperatuurgradiënten	$[kg m^{-1}s^{-1}K^{-1}]$
k_{vT}	= bodemdoorlatendheid (damp) gerelateerd aan temperatuurgradiënten	$[kg m^{-1}s^{-1}K^{-1}]$

Naast balansvergelijking (11) wordt gebruik gemaakt van

$$W + E = 0 [m s^{-1}] \quad (15)$$

met W = bergingsveranderingen in de bodem $[m s^{-1}]$

Enige van de resultaten zijn weergegeven in fig. 16, 17 en 18.

Ook uit dit model blijkt een duidelijke invloed van vochtgehalte en grondwaterstand op het thermische gedrag van de bodem. Echter, noch in de warmtebalansvergelijking, noch in de vochtbalansvergelijking is een term voor kwel opgenomen. Onder invloed van kwel blijven de transportvergelijkingen gelijk, maar de balansvergelijkingen worden:

$$R_n + H + LE + G + A_{kl} + A_{lw} = 0 [Wm^{-2}] \quad (16)$$

met A_{kl} = warmteflux tengevolge van instromend kwelwater = $Q_{kl} * T_{kl} * C_w$
 $[Wm^{-2}]$

A_{lw} = warmteflux door afstromend water = $Q_{lw} * T_{lw} * C_w$
 $[Wm^{-2}]$

T_{kl} = temperatuur instromend kwelwater $[K]$

T_{lw} = temperatuur afstromend water $[K]$

en

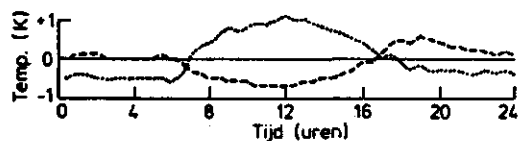


Fig. 16. Variaties in het oppervlaktetemperatuurverloop voor grof zand veroorzaakt door veranderingen in grondwaterspiegel van 1 m naar 0.5 m (---) en van 1 m naar 2 m (...) beneden maaiveld (naar ROSEMA, 1974)

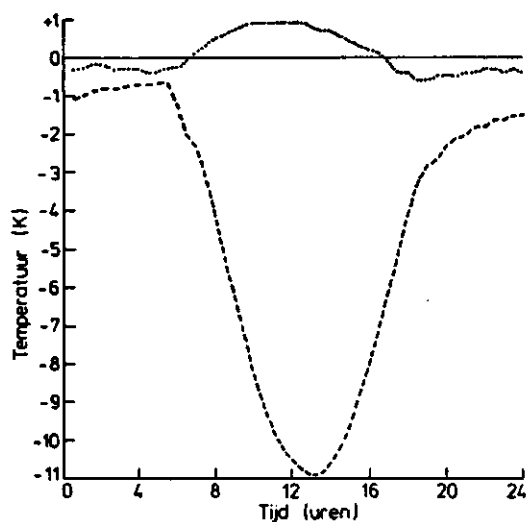


Fig. 17. Variaties in het oppervlaktetemperatuurverloop voor zandige leem veroorzaakt door veranderingen in de grondwaterspiegel van 1 m naar 0,5 m (---) en van 1 m naar 2 m (...) beneden maaiveld (naar ROSEMA, 1974)

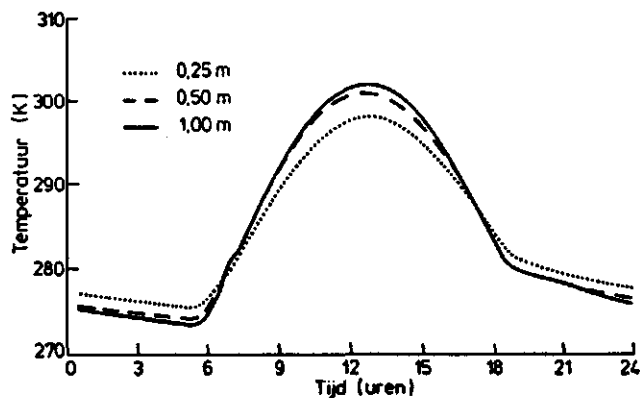


Fig. 18. Dagelijkse cyclus van de oppervlaktetemperatuur van zandige leem voor verschillende diepten van de grondwaterspiegel (naar ROSEMA, 1974)

$$W + E + Q_{kl} + Q_{lw} = 0 \text{ [Wm}^{-2}\text{]} \quad (17)$$

met Q_{kl} = kwelstroom $[\text{m}^3\text{s}^{-1}]$

Q_{lw} = flux van afstromend water $[\text{m}^3\text{s}^{-1}]$

Door tijdgebrek is dit model niet verder aangepast. Verwezen wordt naar de artikelen van Rosema.

Ten aanzien van het modelleren van het bodemdeel van het kwelproces ten behoeve van Thermisch InfraRood Remote Sensing het volgende. De door de scanner waargenomen oppervlaktetemperatuur wordt door zeer veel factoren bepaald.

In het bovenstaande is aangetoond dat variaties in vochtgehalte en grondwaterstand inderdaad tot uitdrukking komen in het thermisch gedrag van de bodem. Echter, de vochtverschillen in de bodem zijn vaak moeilijk terug te voeren op het al of niet aanwezig zijn van kwel. Ook wordt de oppervlaktetemperatuur bepaald door factoren als bodemsoort, al of niet aanwezig zijn van gewas, bodemruwheidsfactor enz. Slechts bij het vergelijken van twee identieke (onbegroeide) percelen is het mogelijk uitspraken te doen over kwel via verschillen in vochtgehalten.

4.2. MODEL VOOR DE WATERLOPEN

4.2.1. Beschrijving van het model

Voor een bakvormig slootprofiel geldt dat de inkomende en uitgaande straling afhankelijk zijn van het oppervlak van het beschouwde deel

$(R_n + LE + H) * O_w$. Hierbij komen nog de warmtefluxen zoals deze door het water worden aan en afgevoerd (zie fig. 19). Deze zijn afhankelijk van het instromende en uitstromende debiet, en dus niet evenredig met de slootoppervlakte. De warmtebalans van de waterloop kan nu worden opgesteld.

$$(R_n + LE + H) * O_w + A_{in} + A_{uit} = 0 \text{ [W]} \quad (18)$$

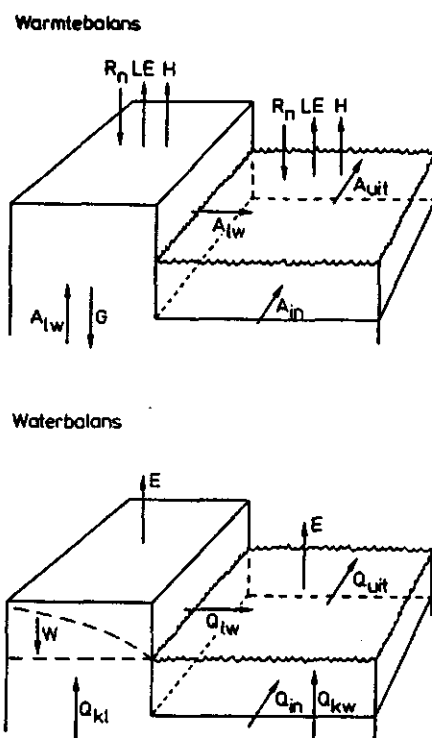


Fig. 19. Overzicht van de fluxen in de modellen

met O_w = oppervlak beschouwde deel van sloot [m^2]

A_{in} = warmteflux van instromend water [W]

A_{uit} = warmteflux van uitstromend water [W]

Verder geldt:

$$A_{in} = Q_{in} * T_{in} * C_w \quad [W] \quad (19)$$

$$A_{uit} = Q_{uit} * T_{uit} * C_w \quad [W]$$

met Q_{in} = volume instromend water [m^3s^{-1}]

Q_{uit} = volume uitstromend water [m^3s^{-1}]

T_{in} = temperatuur instromend water [K]

T_{uit} = temperatuur uitstromend water [K]

Met behulp van deze warmtebalans kunnen we het temperatuurverloop in een waterloop beschrijven. Het betreft hier een situatie zonder dat er uit-

wisseling van warmte met de bodem optreedt. Als er wel kwel optreedt, is er wel significante uitwisseling van warmte met de bodem op. Kwelplaatsen zullen door een van de met het model voorspelde temperatuur afwijkende temperatuur zichtbaar worden. Om dit proces te kunnen beschrijven moet de warmtebalans uitgebreid worden:

$$(R_n - LE + H) * O_w + A_{kw} + A_{in} + A_{uit} + A_{lw} = 0 \text{ [W]} \quad (20)$$

met A_{kw} = warmtestroom door kwelstroom [W]

Nu moet ook een waterbalans worden opgesteld:

$$Q_{uit} = Q_{in} + Q_{kw} + Q_{lw} \text{ [m}^3\text{s}^{-1}\text{]} \quad (21)$$

$$Q_{kw} = I_{kw} * O_w \text{ [m}^3\text{s}^{-1}\text{]}$$

met Q_{in} = volume instromend water $[\text{m}^3\text{s}^{-1}]$
 Q_{uit} = volume uitstromend water $[\text{m}^3\text{s}^{-1}]$
 Q_{kw} = volume kwel in sloot $[\text{m}^3\text{s}^{-1}]$
 Q_{lw} = volume van het afstromende water $[\text{m}^3\text{s}^{-1}]$
 I_{kw} = kwelintensiteit $[\text{m}^3\text{s}^{-1}]$

Verder gelden de volgende relaties:

$$A_{in} = Q_{in} * T_{in} * C_w \text{ [W]} \quad (22)$$

$$A_{uit} = Q_{uit} * T_{uit} * C_w \text{ [W]}$$

$$A_{kw} = Q_{kw} * T_k * C_w \text{ [W]}$$

$$A_{lw} = Q_{lw} * T_{lw} * C_w \text{ [W]}$$

Gezien de onzekerheden in de term voor het afstromende water van het land, wordt deze term voorlopig verwaarloosd (zie ook par. 4.3). Als nu bekend zijn de hoeveelheid instromend water Q_{in} , de temperatuur hiervan (uit de warmtebeelden), de hoeveelheid uitstromend water Q_{uit} en de temperatuur

T_{uit} (uit de warmtebeelden) en de warmteuitwisseling met de atmosfeer, $R_n + LE + H$, kan de warmteflux van het kwelwater worden bepaald. Als we ook de temperatuur van het kwelwater bekend en konstant veronderstellen, kunnen we een schatting van Q_{kw} maken.

4.2.2. Toepassing van het model

De nu ontwikkelde theorie wordt toegepast om de temperatuur in een sloot te simuleren. Uitgegaan wordt van een sinusvormige input, die bestaat uit de termen $R_n + H + LE$ (zie fig. 20).

De sloot heeft een bakvormig profiel, en is overal 1 meter breed en 0,5 meter diep. Deze sloot wordt gevoed met $Q_{in} = 0.0025$ m /sec water met een temperatuur $T_{in} = 15^{\circ}\text{C}$. De temperatuur na 500 meter wordt gegeven in fig. 21.

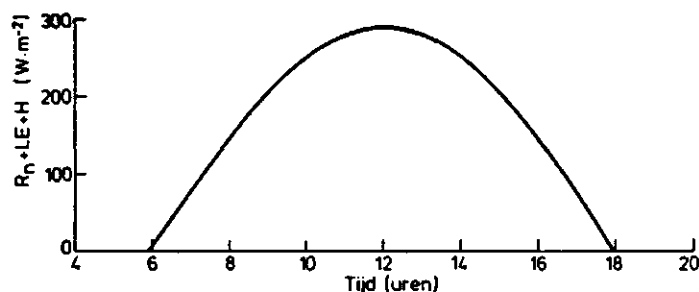


Fig. 20. Dagelijkse cyclus van de energieflex aan het oppervlak

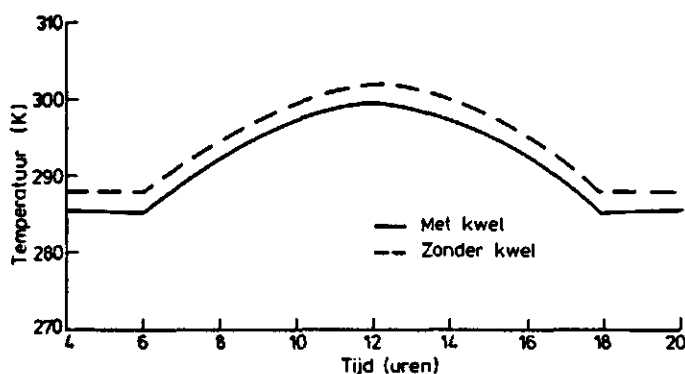


Fig 21. Dagelijkse cyclus van de oppervlaktetemperatuur van de sloot onder invloed van de energieflex van fig. 20 voor de situatie met en zonder kwel

Als door de slootbodem ook nog kwel optreedt, met een volume

$I_{kw} = 4.6 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ (4 mm kwel per dag) en een constante temperatuur $T_k = 6^\circ\text{C}$, dan is het temperatuurverloop volgens 21. De invloed van de kwel bij dit eenvoudige model is duidelijk waarneembaar. Temperatuurverschillen van ca. 2 graden treden op. Deze temperatuurverschillen worden groter als de instromende hoeveelheid water Q_{in} kleiner wordt of als de hoeveelheid kwel Q_{kw} groter wordt (bij konstante temperatuur).

Dit is slechts een globale benadering, maar het geeft een indruk van de te verwachten resultaten.

Bij de modelbeschouwing is geen rekening gehouden met eventuele slootvegetatie. Deze kan echter een belangrijke rol spelen bij de waarneming van de oppervlaktetemperatuur van open water (zie par. 3.4).

4.3. DE SPLITSING VAN DE KWELSTROMEN OVER HET LAND EN WATERDEEL

In het algemeen kan de kwelintensiteit als volgt worden beschreven:

$$Q_k = (h_1 - h_2)/c \text{ [m s}^{-1}\text{]} \quad (23)$$

met Q_k = kwelintensiteit [m s⁻¹]

h_1 = stijghoogte in het watervoerend pakket [m]

h_2 = peil in de sloot [m]

c = totale weerstand doorstroomde lagen [s]

Voor de kwel die rechtstreeks in de sloten komt geldt dat de totale weerstand c opgebouwd is uit de verticale weerstand van de lagen tussen het watervoerend pakket en de slootbodem en de weerstand van de sliblaag op de slootbodem. Volgens ERNST (1962) kan de kwelintensiteit rechtstreeks in de sloot worden beschreven met:

$$Q_{kw} = \left(\frac{1}{\frac{D^*}{k} + w} \right) * (H_1 - h_2) \text{ [m s}^{-1}\text{]} \quad (24)$$

met k = doorlatendheidsfactor doorstroomde laag [m s⁻¹]

D^* = dikte van de doorstroomde laag [m]

w = weerstand sliblaag op bodem van sloot [s]

Voor het water dat door het landdeel omhoogkwelt, Q_{kl} , wordt de weerstand gevormd door de verticale weerstand van de laag tussen het watervoerend pakket en de sloot, de intreeweerstand van de sloot en de weerstand van de horizontaal doorstroomde lagen

$$Q_{kl} = \left(\frac{1}{\frac{D^*}{k} + Lw + L^2/8kD} \right) * (h_1 - h_2) \text{ [ms}^{-1}\text{]} \quad (25)$$

met D = dikte van het in horizontale richting doorstroomde pakket [m]

L = de slootafstand [m]

In de Westbroekse polders geldt dat veel van de sloten tot in de zandige ondergrond liggen. Hierdoor kan men verwachten dat de totale weerstand voor Q_{kw} veel kleiner is dan voor Q_{kl} , en dat het merendeel van de kwel rechtstreeks in de sloot stroomt. Dit is dan ook een rechtvaardiging om het bodemdeel van het kwelproces (in eerste instantie) te verwaarlozen.

5. CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN

De thermische infrarood remote sensing biedt goede mogelijkheden voor kwelonderzoek in gebieden als het Noorderpark. Met de nu gebruikte technieken is het goed mogelijk gebleken een kwelkaart voor dit gebied te maken. Deze kaart geeft echter alleen aanwijzingen over waar de kwel te verwachten is. De intensiteit van de kwel is voorlopig nog heel moeilijk te bepalen. Voor dit kwantificeren staan twee wegen open. De eerste is met behulp van referentiemetingen en veldwerk, waarmee het warmtebeeld dan gecalibreerd kan worden. De tweede methode is met behulp van modelonderzoek. Hiervoor dienen de nu nog zeer eenvoudige modellen verder te worden uitgewerkt. Het gebied van het Noorderpark is voor het kwelonderzoek met behulp van warmtebeelden zo'n geschikt gebied, omdat er veel sloten in het gebied zijn. Er bestaat een redelijk directe relatie tussen de watertemperatuur en de kwelsituatie. Daarbij is de temperatuur van het water makkelijker met een model te beschrijven dan de temperatuur van de bodem.

Behalve van de vochttoestand is de warmtehuishouding van de bodem ook afhankelijk van de bodemsoort (warmtecapaciteit, warmtegeleidingsvermogen), de bodemruwheid en de gewastoeestand. Hierdoor kan het verloop van de bodemtemperatuur niet direkt worden gekoppeld aan de kwelsituatie.

De warmtebeelden geven een duidelijk overzicht over de verbreiding van de kwelgebieden. Zij laten echter slechts een momentopname van de kwelsituatie zien. Kwel is een dynamisch proces. Plaatsen waarop het warmtebeeld geen kwel wordt gedetekteerd kunnen onder andere omstandigheden toch door kwel worden gevoed. Deze plaatsen kunnen met andere karteringsmethoden, zoals het karteren van vegetatie die specifiek is voor kwel of het opnemen van stijghoogten gedurende langere perioden, misschien wel worden aangewezen. De verschillende technieken vullen elkaar dus aan.

Opgemerkt moet worden dat de gemeten temperatuur afhankelijk kan zijn van de slootvegetatie. De gemeten temperatuur is een combinatie van de oppervlaktetemperatuur en de vegetatietemperatuur.

Voor open water is gebleken dat rond zonsopgang het meest geschikte tijdstip is om de vlucht uit te voeren.

Gezien de geringe kosten van een vlucht met de AGA thermische video-apparaatuur verdient het aanbeveling nog een aantal opnamen te maken, waardoor meer ervaring met het verwerken en interpreteren van de warmtebeelden (onder andere omstandigheden, andere gebieden) opgedaan wordt.

De nu uitgewerkte vlucht betreft een zomervlucht. Deze vlucht geeft dus een opname van de zomerkwelsituatie, waarbij het kwelwater kouder wordt is dan het oppervlaktewater uit de Vecht. Verwacht wordt dat ook de wintersituatie een interpreteerbaar beeld oplevert, waarbij het kwelwater warmer wordt verondersteld dan het oppervlaktewater. Hiermee is nog geen ervaring opgedaan, en het zou kunnen dat de temperatuurverschillen te klein worden om nog zinnig te interpreteren. Een voordeel van de wintersituatie is dat de vegetatie een veel geringere invloed heeft.

Voor deze vlucht geldt ook dat de gevlogen tracks tamelijk ver uit elkaar lagen. Hierdoor ontstaat geen gebiedsdekken plaatje, en moeten de temperaturen in de tussenliggende delen geïnterpoleerd worden. Hierdoor worden lokale veranderingen in temperatuur niet opgemerkt, en kunnen de kwelplaatsen dus niet precies gelokaliseerd worden. Om de bruikbaarheid van de methode voor een meer nauwkeurige plaatsbepaling te onderzoeken zou er gevlogen moeten worden met de tracks dicht bij elkaar. Ook gebieden met een minder intensief slotenstelsel zouden verder onderzocht moeten worden, wat de mogelijkheden tot gebruik van de warmtebeelden voor kwelonderzoek verder zou uitbreiden.

L I T E R A T U U R

- BELTMAN, B., J. VERHOEVEN en H.G. VERMEER, 1986. Drijvend ecosysteem bedreigd. *Natuur en techniek* 54(1986)6. p. 444-459.
- ERNST, L.F., 1962. Grondwaterstromingen in de verzadigde zone en hun berekening bij aanwezigheid van horizontale evenwijdige open leidingen. Verslagen van landbouwkundige onderzoekingen nr 67.15. PUDOC, Wageningen.
- HEIDEMIJ, 1986. Vegetatiekartering Noorderpark. Opdrachtgever Landinrichtings Dienst. Projectnummer 630-03751.
- HOEKMAN, 1983. Teledetectie in het microgolfgebied. Collegedictaat vakgroep Landmeetkunde, Landbouw Hogeschool, Wageningen.
- LILLESAND, T.M., and R.W. KIEFER, 1979. Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Sons, New York.
- NIEUWENHUIS, G.J.A., 1979 Influence of atmosphere on thermal infrared radiation. Nota 1159, ICW, Wageningen.
- RIJKSWATERSTAAT, 1979. Opsporing van kwelplaatsen middels warmtebeelden. Werkgroep Stralingstemperatuur Hydrologie. Rapport RSWS 215, Den Haag.
- ROSEMA, A., 1974. Simulation of the thermal behaviour of bare soils for remote sensing purposes. NIWARS publication No 16, Delft.
- WESSELING, J.G., 1985. De invloed van bodemsoort en vochtgehalte op de bodemtemperatuur. Nota 1645, ICW, Wageningen.
- WIJK, W.R. VAN, 1966. Physics of plant environment. North-Holland Publ. Comp., 2nd. ed., Amsterdam.
- WIT, K.E., H.T.L. MASSOP, M. WIJNSMA en J.G. TE BEEST, 1987. Waterbalansonderzoek Maarsseveense plassen. Nota 1775, ICW, Wageningen.



WAGENINGEN UR
For quality of life

Wageningen UR library
P.O.Box 9100
6700 HA Wageningen
the Netherlands
www.library.wur.nl



10000910026331