Opdrachtgever:

DG Rijkswaterstaat, RIZA

Warmtelozing in oppervlaktewater en uitwisseling met de atmosfeer

Een inventarisatie van rekenmethodieken en modellen

P. BoderieL. Dardengo

eindrapport

juni 2003 (+ bijlagen)

Inhoud

Samenvattingiii						
1	Inleiding					
	1.1	Aanleiding	1–1			
	1.2	Vraagstelling	1–2			
	1.3	Fasering en aanpak	1–4			
	1.4	Team en begeleidingsgroep	1–4			
2	Warn	Warmte en temperatuur in oppervlaktewater				
	2.1	Warmtebalansmodellen	2–1			
	2.2	Afkoelingsmodellen	2–7			
	2.3	Verspreiding	2–8			
		 2.3.1 Nearfield aspecten van verspreiding 2.3.1.2 Ideaal gedrag van een warmtelozing in diep stagnant water 2.3.1.3 Afwijkingen van ideaal verspreidingsgedrag 2.3.1.4 Uitdrukkingen voor pluimgrootheden 2.3.2 Nearfield gedrag koelwaterlozingen met diffusors 2.3.3 Beschrijving van oppervlaktewater lozingen in het farfield 	2–9 2–11 2–13 2–14 2–17 2–21			
3	Litera	atuuronderzoek	3–1			
	3.1	Modelinventarisatie3.1.1Aanpak3.1.2Leeswijzer3.1.3Modelinventarisatie3.1.4Resultaten modelinventarisatie	3–1 3–1 3–1 3–4 3–13			
	3.2	Literatuur inventarisatie	3–17			
		 3.2.1 Aanpak 3.2.2 Leeswijzer 3.2.3 Literatuurinventarisatie 3.2.4 Resultaten van de literatuurinventarisatie 	3–17 3–17 3–20 3–25			
	3.3	Formuleringen	3–25			
		3.3.1 Warmtebalansmodel	3–26			

	3.3.2	Afkoelingsmodel	
	3.3.3	Vergelijking afkoelings- en warmtebalansmodellen	
	3.3.4	Gegevens conversie	
4	Conclusies		4–1
5	Aanbevelinge	n	5–1
6	Literatuur		6–1

Bijlagen

Α	Begrippenlijst, symbolenlijst en conversietabelA-	-1
B	Symbolenlijst B-	-1
С	ConversietabelC-	-1

Samenvatting

Temperatuur van oppervlaktewater wordt naast transport van het water bepaald enerzijds door atmosferische invloeden en anderzijds door warmtelozingen en –onttrekkingen. De invloed van de atmosfeer wordt in rekening gebracht door de zogenaamde "absolute temperatuur modellen" of "warmtebalans modellen" en kent vele termen zoals zoninstraling, reflectie, terugstraling, bewolkingsgraad en verdamping. Deze modellen worden vaak gebruikt wanneer men de natuurlijke achtergrondtemperatuur van een (stuk van het) watersysteem wil kunnen beschrijven onder invloed van de seizoensmatig veranderlijke atmosferische omstandigheden. Ook voor de bestudering van het ontstaan en verdwijnen van temperatuurgelaagdheid in diepere watersystemen zoals meren, zandwinputten en de Noordzee worden deze modellen toegepast. In deze modellen kunnen warmtelozingen en –onttrekkingen in de berekening worden betrokken.

Wanneer de achtergrondtemperatuur en haar verdeling over het jaar bekend is, worden voor het bepalen van de invloed van warmtelozingen en –onttrekkingen ook wel "excess temperature modellen" of "afkoelingsmodellen" gebruikt. Hierin bepaalt het afkoelingsgetal hoe snel een hogere temperatuur afkoelt naar de omgeving. Voor dit getal zijn verschillende veelal op de praktijk gebaseerde formuleringen bekend die de invloed van de belangrijkste grootheden in rekening brengen.

Bij een temperatuurlozing is sprake van een pluim die doorgaans lichter is dan het omringende water en die afhankelijk van de stroming ter plaatse en de uitstroomimpuls die na het verlaten van de uitstroomconstructie overblijft het wateroppervlak of het interne grensvlak van een zout-zoet stratificatie bereikt. Deze fase wordt het "near field" gedrag genoemd, waarvoor speciale modellen beschikbaar zijn. Hierna vindt door verschil in dichtheid een radiale verspreiding (buoyancy spreading) plaats aangevuld met verplaatsing door stroming van het ontvangende water.Deze fase wordt het midfield genoemd. De afkoeling aan de atmosfeer gaat trager en er vindt dus over grotere afstanden een temperatuur verhoging plaats, vooral als de geloosde hoeveelheid warmte substantieel is. Afhankelijk van de stroming van het ontvangende water is die opbouw gradueel maar bedekt ze een groot oppervlak of is ze substantieel over een kleiner oppervlak. Uiteindelijk moet afkoeling aan het oppervlak de warmte toch afvoeren. Dit stadium wordt het farfield gedrag genoemd.

Er dient verder nog onderscheid gemaakt te worden in lozing van proceswater met een afwijkende temperatuur (doorgaans geringe hoeveelheden die de stroming van het ontvangende water niet merkbaar beïnvloeden) en koelwater van bijvoorbeeld elektriciteitsproductie (doorgaans zeer grote hoeveelheden die de stroming van het ontvangende water merkbaar kunnen beïnvloeden).

In dit rapport is voor deze verschillende situaties (achtergrond temperatuur, excess temperature, nearfield, midfield, farfield, wel of geen invloed van de temperatuur lozing op de beweging van het ontvangende water) het scala beschikbare wiskundige modellen en procesformuleringen geïnventariseerd naar mogelijkheden van gebruik.

Voor het bepalen van de achtergrondtemperatuur staan 0-dimensionaal (meren), 1dimensionaal (rivieren), en 2- en 3-dimensionale modellen (grote diepe wateren, estuaria met zout-zoet gelaagdheid en zeeën ter beschikking). Modellen voor thermische stratificatie hebben in ieder geval een verticale dimensie. Al deze modellen-systemen zijn gebaseerd op numerieke oplossingen van de vergelijkingen op een ruimtelijk grid. Bekende Nederlandse voorbeelden zijn SOBEK, Duflow, Delft3D / Simona.

Q3315

Voor het nearfield pluim gedrag staan analytische, numerieke en empirische modellen ter beschikking. Resultaten van het in de VS veel gebruikte empirische model Cormix worden bij WL | Delft Hydraulics doorgaans eerst vergeleken met analytische of numerieke resultaten alvorens conclusies getrokken worden. Voor de berekening van de omvang van de mengzone (de zone die niet meer aan de normstelling voldoet) in het midfield zowel als voor de opbouw van grootschaliger temperatuur verhogingen worden tegenwoordig veelal numerieke 3D modellen gebruikt op een betrekkelijk fijn horizontaal modelrooster. Ook is fijnschalige (sub-grid) modellering middels 3D deeltjes verspreiding mogelijk. Hierbij wordt gebruik gemaakt van een tevoren berekende 2D-dieptegemiddelde of een 3D waterbeweging op een grover grid. Deze methode is geschikt voor situaties met geringe lozingsdebieten.

Aanbevolen wordt om diepte gemiddelde modellen niet te gebruiken voor situaties waarin de oppervlakte temperatuur afwijkt van de gemiddelde watertemperatuur. Wanneer deze weg toch wordt bewandeld dient voor dit effect gecorrigeerd te worden in de berekening dan wel in de waardering van de resultaten. Aanbevolen wordt dwarsdoorsnede gemiddelde modellen niet te gebruiken voor de berekening van de grootte van de mengzone. Bij toepassing van dwarsdoorsnede gemiddelde modellen voor situaties met horizontale temperatuur verschillen dient hiervoor gecorrigeerd te worden in de berekening dan wel in de waardering van de resultaten. Beter is het in deze gevallen 3D modellen te gebruiken.

Wanneer eenmaal geloosd water weer terug kan keren op het punt van lozing, dan wel wanneer de horizontale verversingssnelheid gering is ten opzichte de horizontale verspreiding van de lozing dient de zo ontstane verhoging van de achtergrondtemperatuur in de berekening te worden meegenomen. Voor kleinere lozingen volstaat vaak een eenvoudige benadering, vooral ook wanneer daarmee aangegeven kan worden dat ook onder worst-case condities de geldende normen niet zullen worden overschreden. Voor omvangrijke lozingen met grotere debieten die de beweging van het omliggende water mede beïnvloeden en een mengzone opleveren waarin niet aan de normen zal worden voldaan, is een integrale 3-dimensionale modellering vereist voor het trekken van getalsmatige conclusies over het exacte verspreidingsgedrag en de grootte van deze mengzone.

Het onderzoek heeft de beschikbare modelsystemen niet naar hun performance en uitkomst vergeleken voor gecontroleerde omstandigheden. Het heeft dus ook geen aanbeveling opgeleverd met betrekking tot de al dan niet toelaatbaarheid van de systemen voor de Nederlandse situatie.

Voor de acceptatie van model resultaten voor een specifieke situatie kan men de daarbij gebruikte model formulering vergelijken met de in deze inventarisatie weergegeven formuleringen en evt. in geval van twijfel een second opinion inwinnen.

Voor de acceptatie in algemene zin van modelsystemen voor temperatuurproblemen kan men enerzijds een vergelijkende studie laten uitvoeren, waarna de modelleverancier ook zelf in staat gesteld wordt commentaar toe te leveren. Men kan ook de modelleveranciers in staat stellen hun modelsystemen te laten registreren/accepteren door met de standaard versie van het model voor een gekozen toepassing te tonen wat de performance en uitkomsten zijn onder gecontroleerde omstandigheden.

Ook wanneer onderzoek is gedaan met gebruik van goedgekeurde modelsystemen, dient de instantie die de resultaten van het onderzoek zal accepteren zich ervan te vergewissen of het modelsysteem voor de betreffende situatie correct is toegepast en in geval van twijfel een 'second opinion' in te winnen.

I Inleiding

I.I Aanleiding

Warmtelozingen door Elektriciteitscentrales en industriële bedrijven zijn volgens de WVO vergunningsplichtig (RIZA, 1996). Gedurende de warme zomers in de periode 1994-1997 is het regelmatig voorgekomen dat voor bedrijven de koelcapaciteit van ontvangende oppervlaktewateren onvoldoende was ten opzichte van de koelbehoefte. Daardoor konden bedrijven soms niet voldoen aan de in de vergunning opgenomen eisen ten aan zien van watertemperatuur en zijn gedoogbeschikkingen aangevraagd. De kans op herhaling van een dergelijke situatie in de toekomst is reëel. Beleid is erop gericht om gedogen zoveel mogelijk te voorkomen en daarom wordt overwogen om deze problematiek beter te regelen in de WVO vergunning. De gevoeligheid van het ontvangende watersysteem voor warmtelozingen geldt daarbij als leidraad. Voor een transparante en uniforme beoordeling van warmtelozingen is een hulpmiddel gewenst. Eerder is voor de beoordeling van verontreinigingen door afvalwaterlozingen in oppervlaktewater een systematiek ontwikkeld. Deze emissie-immissie systematiek is vastgelegd in een rekenblad-programma (CIW, 2000). De recent samengestelde CIW-IV subwerkgroep "beoordelingssystematiek warmtelozingen via koelwater" heeft de taak gekregen om een methodiek voor het bepalen van de toelaatbaarheid van warmtelozingen te bepalen; zo'n methodiek kan een module van de genoemde emissie-immissie systematiek worden. Voor de technische invulling van de beoordelingssystematiek heeft de subwerkgroep behoefte aan een overzicht van bestaande modellen en (reken)methodieken van verspreiding van warmte in oppervlaktewater en van afkoeling van water naar de atmosfeer.

Bovenstaande is voor RIZA aanleiding geweest een literatuur studie te starten naar bestaande modellen en rekenmethodieken met betrekking tot de verspreiding van warmte en afkoeling naar de atmosfeer. RIZA heeft aan WL | Delft Hydraulics opdracht verleend tot het uitvoeren van deze literatuurstudie (RI-3765, contactpersoon D. Bijstra).

I.2 Vraagstelling

Ten behoeve van de technische invulling van een "beoordelingssystematiek voor warmtelozingen via koelwater" heeft de CIW subwerkgroep IV behoefte aan een literatuurinventarisatie van bestaande modellen en rekenmethodieken met betrekking tot verspreiding en afkoeling van warmte in oppervlakte water. Het literatuuroverzicht dient gericht te zijn op de drie fasen die bij verspreiding van een warmtelozing onderscheiden kunnen worden, te weten:

- i. verspreiding onder invloed van snelheid en dichtheidsverschillen in de directe omgeving van de lozing,
- ii. verspreiding onder invloed van dispersie en stroming buiten de directe invloedssfeer van de lozing en
- iii. afkoeling naar de atmosfeer.

Bij de inventarisatie van de modellen en rekenmethodieken is het ook van belang om aandacht te besteden aan de aspecten van de 'inzetbaarheid' van een methode. De inzetbaarheid wordt bepaald wordt door de mate waarin een methode is toegepast en geverifieerd, de eenvoud van de methode en de kosten en beschikbaarheid inclusief documentatie en ondersteuning.

Gedurende de uitvoering van deze studie bleek dat de CIW subwerkgroep IV in eerste instantie behoefte had aan een uitwerking van de literatuur op het gebied van de afkoeling naar de atmosfeer. Die behoefte komt voort uit het feit dat verschillende modellen ogenschijnlijk verschillende formuleringen voor de warmteuitwisseling met de atmosfeer gebruiken. Het is daarbij niet direct duidelijk of de formuleringen daadwerkelijk verschillen en wat de bron van de formulering(en) is.

Intermezzo koelwaterrichtlijnen ABK (bron: Riza, 1996)

Emissie-eisen

- Maximale temperatuur koelwater 30°C
- Maximale temperatuurverhoging in de zomer is 7°C (verschil tussen ingenomen en geloosd koelwater). Voor zeecentrales geldt 10°C.
- Maximale temperatuurverhoging in de winter 15°C bij een inlaattemperatuur van 0 °C

Emissie-immissie eisen

De totale omvang van de warmtelozing moet gerelateerd zijn aan de "koeltechnische" eigenschappen van het ontvangende water (verspreiding en afkoelings karakteristieken) én de toelaatbare gemiddelde temperatuurverhoging. Toelaatbare temperatuurverhogingen zijn per watersysteem gedifferentieerd:

Rivieren:

gemiddeld over dwarsprofiel bij (maatgevend) lage afvoeren niet meer dan 3°C verhoging van de natuurlijke temperatuur

Getijdenrivieren:

Als voor rivieren maar nu ook gemiddeld over een getij-periode en

Grote en kleine meren en grindgaten:

Geen concrete richtlijnen, voor grindgaten wordt dit ook niet zinvol geacht.

Kanalen:

Hier wordt de mengzone benadering gevolgd, d.w.z. er wordt een eis gesteld aan de *omvang* van het gebied waar meer dan 3°C opwarming als gevolg van de lozing optreedt.

Voor het ARK en het NZK wordt een relatief oppervlak (20% van het kanaaloppervlakte) aangehouden, voor het Hollands Diep een vast oppervlak (2.5 km²).

Voor overige kanalen wordt aansluiting bij deze richtlijn gezocht.

Sloten en plassen

In beginsel als voor rivieren.

Oever -zones

Niet concreet, wel van belang.

Havens

Vaak wordt impliciet aangenomen dat de hele haven als mengzone wordt beschouwd en dus maximaal 3°C in temperatuur verhoogd mag worden.

Estuarium

geen informatie

I.3 Fasering en aanpak

De problematiek van warmtelozingen is relatief oud en er is veel onderzoek naar gedaan. Evaluaties en overzichten van bestaande methodieken zijn echter schaars en niet volledig. In fase I van deze studie lag de nadruk op het ordenen en presenteren van 'bekend' materiaal en op het completeren van de lijst met relevante modellen en rekenmethodieken. De hoofdstukken 3.1 en 3.2 zijn voornamelijk het resultaat van de brede inventarisatie uit fase I.

In fase II is een beperkt aantal relevante referenties in meer detail geanalyseerd. De invulling van fase II heeft in overleg met de begeleidingsgroep plaatsgevonden. Gedurende fase II zijn in hoofdstuk 2 en 3.3 (alternatieve) rekenmethodes gerapporteerd, de prestatie van diverse formuleringen is veelal grafisch vergeleken zodat voor wat betreft warmtebalans en zelfkoelingsgetallen er een overzicht komt waarmee:

- een selectie van wezenlijk verschillende formuleringen gemaakt kan worden; en
- deze formuleringen op een (of meer) referentie situaties toegepast kunnen worden.

1.4 Team en begeleidingsgroep

Vanuit RIZA en de CIW werkgroep is het project begeleid door:

- Dju Bijstra (RIZA, EMP);
- Dik Ludikhuize (RIZA, WST); en
- Lambèr Paping (Dow Terneuzen).

Het project is door Leonardo Dardengo en Pascal Boderie en van WL uitgevoerd. Kwaliteitscontrole is uitgevoerd door Leo Postma.

Team en begeleidingsgroep zijn vier keer bij elkaar geweest voor overleg en voortgangsbesprekingen, te weten op 22 augustus, 6 en 23 september en 24 oktober 2002. Op 20 mei 2003 heeft WL het eindrapport tijdens CIW subwerkgroep IV vergadering toegelicht.

2 Warmte en temperatuur in oppervlaktewater

Verspreiding van warmte kan grotendeels analoog aan stoftransport worden beschreven, waarbij warmte en temperatuur respectievelijk het equivalent van massa en concentratie zijn. De warmtebalans over het water-lucht grensvlak bepaalt in belangrijke mate de afkoeling of opwarming van oppervlaktewater. Modellen gebaseerd op de warmtebalans pogen alle relevante warmtefluxen te kwantificeren en kunnen derhalve de watertemperatuur berekenen als functie van meteorologie en zonnestand. Daarnaast bestaan er ook eenvoudigere empirische relaties voor de evenwichtstemperatuur (bijvoorbeeld op basis van de luchttemperatuur). Ondanks de analogie tussen stoftransport en warmtetransport is het voor warmtetransport moeilijker om een eenvoudig verspreidingsmodel af te leiden. Dat komt door de afhankelijkheden tussen sommige individuele warmtefluxen (verdamping en geleiding) en de te berekenen watertemperatuur.

Eenvoudigere modelconcepten gaan daarom uit van de drijvende kracht van een temperatuursurplus als gevolg van een warmtelozing zónder de watertemperatuur zelf te berekenen. Een afkoelingsmodel is grotendeels empirisch en gebruikt het zelfkoelingsgetal dat bepaalt hoe snel een temperatuursurplus in de tijd (b.v. stroomafwaarts) verdwijnt. De evenwichtstemperatuur is voor afkoelingsmodellen in invoergegeven dat uit metingen (achtergrondtemperatuur) afgeleid of uit warmtebalansmodellen berekend kan worden.

In beide benaderingen spelen meteorologische condities (bewolkingsgraad, luchtvochtigheid en windsnelheid) een sleutelrol.

2.1 Warmtebalansmodellen

Veel watertemperatuur modellen zijn gebaseerd op de wet van behoud van energie, net zoals waterkwaliteitsmodellen op de wet van behoud van massa gebaseerd zijn. De natuurlijke temperatuur van oppervlaktewater wordt bepaald door de meteorologische condities. De uitwisseling van warmte tussen water en de omgeving (atmosfeer, rivierbedding) is vereenvoudigd weergegeven in Figuur 1. De totale warmteflux voor het water is:

$$q_{t} = q_{sn} + q_{an} - q_{br} - q_{le} + q_{lc} + q_{sg} + q_{adt} + q_{rb}$$
 vgl. 1

De verandering van de natuurlijke watertemperatuur (T) van het toplaagje water (Δz) als gevolg van de totale warmteflux q_t (J.m⁻².s⁻¹) kan met de volgende formule berekend worden (afgeleid van de definitie van warmtecapaciteit).

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = \frac{q_t}{\rho_w c_p \Delta z}$$
vgl. 2

waarin ρ_w de dichtheid van water is en c_p de warmtecapaciteit (gemiddelde waarde van water tussen 5 en 30°C is 4195 J.kg⁻¹.K⁻¹)



Q3315

Figuur 2.1 Warmte Uitwisselingen van oppervlaktewater

zonnestraling, q_{sc}

De straling van de zon bereikt de aardatmosfeer als kortgolvige straling (kleiner dan 4 μ m, inclusief zichtbaar licht 0.4-0.8 μ m). De hoeveelheid straling die aarde kan bereiken wordt berekend uit de zonneconstante, S. Afhankelijk van de stand van de zon (instralingshoek) verandert de intensiteit van S aan het aardoppervlak (S'). De hoek van instraling wordt bepaald door de geografische positie op aarde (breedtegraad), het seizoen (waardoor declinatie verandert) en het tijdstip van de dag. Voor de berekening van S' zijn formules beschikbaar.

Door verstrooiing, reflectie en absorptie in de atmosfeer bereikt slechts een deel van de potentiële straling (S') daadwerkelijk het aardoppervlak Als alternatief voor het direct meten van de kortgolvige straling bestaan er verscheidene empirische formuleringen die beschrijven welk deel van S' de aarde bereikt. Naast reflectie en adsorptie in de atmosfeer is het effect van de bewolkingsgraad daarin zó belangrijk dat het meestal apart onderscheiden wordt. Een veel gebruikte benadering gaat in eerste instantie uit van een heldere atmosfeer en bepaalt daarin welk deel van S' aan het aardoppervlak overblijft, dat wordt de "clear-sky" straling, q_{sc} genoemd en deze bedraagt ongeveer 68-76% van S'.

Edinger (1965) verwijst naar oudere referenties waarin empirische formuleringen voor deze factor te vinden zijn. q_{sc} is in Nederland maximaal zo'n 760 W.m⁻² (rond het middaguur in de zomer) en is relatief constant gedurende langere perioden in de zomer. Over de dag geïntegreerd (dagsom) bedraagt q_{sc} gemiddeld zo'n 220 W.m⁻² in de zomer (zie Figuur 2), de maximale daggemiddelde waarde ooit in Nederland gemeten is 250 W.m⁻². In de winter valt de gemiddelde dagsom terug tot minder dan 30 W.m⁻² (zie b.v. Cultuurtechnisch Vademecum, 1988 voor dagsommen).

De bewolkingsgraad ("cloud-factor") bepaalt tenslotte welk deel van q_{sc} het aardoppervlak als kortgolvige straling bereikt: de som van de directe en verstrooide kortgolvige straling wordt globale kortgolvige zonnestraling (q_{sw}) genoemd. Half bewolkt weer leidt tot een reductie van ongeveer 20% van q_{sc} .



Figuur 2.2 Gemiddelde dagsom van globale straling (qsc) gemeten in de Bilt van 1961 tot 1970

De instralingshoek van de zonnestraling is een functie van breedtegraad, declinatie, lokale tijd en bewolkingsgraad en bepaalt de mate van reflectie aan het wateroppervlak¹. Het niet gereflecteerde deel van de globale kortgolvige straling ($q_{sn} = q_{sw} - q_{sr}$) bedraagt onder gemiddelde Nederlandse condities zo'n 94% (Cultuurtechnisch Vademecum, 1988) en draagt direct bij aan de opwarming van het oppervlakte water.

atmosferische straling, qa

Door zonnestraling wordt de atmosfeer opgewarmd (waterdamp, wolken, CO_2). Vervolgens stralen deze elementen, net als elk lichaam boven de absolute temperatuur², warmte uit in alle richtingen, ook richting aardoppervlak (q_a). Door de relatief lage temperatuur van de atmosfeer en wolken is deze atmosferische straling langgolvig (4 tot 0.5 µm). Naast de luchttemperatuur is de thermodynamische 'kleur'³ van de atmosfeer bepalend voor de hoeveelheid straling die bij die temperatuur wordt afgegeven.

De 'kleur-factor' hangt voor de atmosfeer in praktijk af van de hoeveelheid water in de atmosfeer, gekenmerkt door de dampdruk van de lucht en de bewolkingsgraad. Op een bewolkte, vochtige dag bedraagt de kleur-factor 0.95 terwijl een waarde van 0.75 past bij een onbewolkte, droge dag.

¹ albedo (α) genoemd, varieert tussen 0.03 en 0.1

² volgens de wet van Stefan-Boltzman geldt dat straling van een 'zwart-lichaam' evenredig is met de vierde macht van de absolute temperatuur van dat lichaam

³ kleurfactor (of emissivity) geeft aan in hoeverre een staler zich als een zwart lichaam gedraagt, water is een bijna zwart lichaam (kleurfactor ≈ 1).

Langgolvige straling is lastiger te meten⁴ dan kortgolvige straling. Meestal wordt langgolvige atmosferische straling daarom berekend. De grootste onzekerheid daarin vormt de bewolkingsgraad die de kleur-factor bepaalt.

Ook atmosferische straling wordt aan het wateroppervlak gereflecteerd, maar minder dan de globale zonnestraling (in Nederland gemiddeld 3%). Het normale niveau van de atmosferische straling is 200 tot 400 W.m⁻². In tegenstelling tot de kortgolvige zonnestraling is atmosferische instraling altijd, zelfs 's nachts, aanwezig.

Uitstraling van het water, q_{br}

Oppervlaktewater straalt, afhankelijk van de watertemperatuur, energie 'terug' naar de atmosfeer. Water is een bijna perfect zwart lichaam en heeft daarom een hoge en constante kleur-factor (0.97), de uitstraling wordt daarom eenvoudig uit de wet van Stefan-Boltzman berekend op basis van de watertemperatuur.

De golflengte van de straling bedraagt 4 tot $120\mu m$. De orde grootte van de uitstraling bedraagt 300 tot 450 W.m⁻² en is daarmee kwantitatief belangrijk.

Verdamping (en condensatie) energie, q_{Le} (q_{Lc})

Het verdampen van water kost energie, die energie wordt aan het water onttrokken waardoor de temperatuur ervan daalt. Bij condensatie komt warmte vrij waardoor de watertemperatuur stijgt.

Energie veranderingen door verdamping (energie afname van het water) of condensatie (energie toename) worden 'latente' warmte-fluxen genoemd omdat ze samenhangen met faseverandering van water en als zodanig niet voelbaar zijn. Het energie verlies van water als gevolg van verdamping is het product van de verdampingssnelheid E, (mm/dag) en de daarvoor benodigde verdampingswarmte, L (J.kg⁻¹). De grootste moeilijkheid is het kwantificeren van de verdampingssnelheid die een functie is van de windsnelheid en van de hoeveelheid water die de lucht kan opnemen. De invloed van de windsnelheid is vastgelegd in vele empirische formuleringen. De hoeveelheid water die de lucht nog kan opnemen wordt meestal gerelateerd aan verschil tussen de dampdruk van de lucht vlak boven het wateroppervlak (p_{sw}) en de actuele dampdruk van de lucht (p_a) op grotere hoogte.

Maximale verdamping treedt op bij hoge watertemperatuur (hoge verzadigingsdampdruk van de lucht vlak boven het water), droge lucht (lagere actuele dampdruk) en veel wind. Condensatie treedt op wanneer de lucht relatief vochtig is en het water koeler is dan de lucht is. Het energieverlies door verdamping varieert erg sterk (250 tot 1100 W.m⁻²).

Geleiding tussen water en lucht, q_{Sg}

Geleiding is een vorm van voelbare warmte, een temperatuurverschil tussen lucht en water leidt tot warmte-uitwisseling. De richting van de warmteflux hangt uiteraard af van de richting van de temperatuurgradiënt. De wind heeft door het effect van verversing grote invloed op de geleiding (vergelijkbaar met bijvoorbeeld de reaeratie van zuurstof).

Het vaststellen van de warmtegeleidingcoëfficiënt is erg moeilijk voor het water-lucht grensvlak en daarom wordt vaak gebruik gemaakt van een benadering volgens "Bowen" (Bowen, 1926).

⁴ Geir-Dunkle vlakke plaat radiometer

Deze gaat uit van een constant verband tussen de warmtefluxen door geleiding en verdamping, dat gebaseerd is op de overeenkomst tussen de drijvende krachten van beide processen (respectievelijk het dampdruk verschil en het temperatuurverschil tussen water en lucht).

Geleiding is in de warmtebalans en ordegrootte kleiner dan de andere balansposten. Geleiding tussen water en lucht is Nederland varieert in Nederland tussen -150 W.m⁻² (water warmer dan lucht) tot 150 W.m⁻² (lucht warmer dan water). Deze waarde hoort bij een temperatuurverschil van 10°C en een windsnelheid van 10m.s⁻¹.

Warmtegeleiding waterbodem, q_{Sb}

Warmtegeleiding tussen waterbodem en oppervlaktewater speelt theoretisch een rol in de warmtebalans van het oppervlaktewater. In praktijk blijkt de bijdrage van deze term meestal niet groot. Brown (1969) en Vugts (1974) concluderen op basis van onderzoek dat in kleine bergstroompjes met een goed geleidende ondergrond (b.v. graniet) de bodemwarmteflux niet verwaarloosbaar is. Zimmerman (1974) toont voor kleine bergstroompjes aan dat de bodem als een buffer werkt die overdag als de watertemperatuur stijgt warmte opneemt en 's nachts bij dalende watertemperatuur warmte afstaat. Daardoor heeft de bodem een dempend effect op de dagelijkse temperatuurcyclus. Een vergelijkbaar dempend effect mag worden verwacht op de tijdschaal van seizoenen.

Het genoemde buffereffect is pas bij waterdiepten kleiner dan 1 tot 2m significant. Voor het bestuderen van temperatuurvariaties over de dag en over het seizoen is het dan nodig om uitwisseling met de bodem mee te nemen.

Bij het berekenen van de warmte-uitwisseling met de bodem is het vaststellen van de randvoorwaarden van de temperatuur in de bodem complex. Als aangenomen wordt dat de seizoensvariaties van de watertemperatuur tot op ongeveer 1m diep doordringen in de waterbodem (Ludikhuize, pers. comm.) dan wordt de maximale warmteflux van en naar de bodem geschat⁵ op slechts 2.0 W.m⁻².

Neerslag

Neerslag wordt in de warmtebalans gezien als een lozing die afhankelijk van de temperatuur van het regenwater en het oppervlaktewater een toevoeging van warmte of van koude is. In Nederland wordt het effect van neerslag op de warmte balans over het water-lucht grensvlak verwaarloosd omdat het gemiddeld in de orde van 0.5 W.m-2 ligt⁶. In het (tropische) buitenland met extreme regenval is het effect van neerslag op de warmtebalans soms wel van belang (Delvigne, 1999).

Warmte transport, q_{adv}

Als water stroomt wordt warmte, net als massa van opgeloste stof, samen met water getransporteerd. Verspreiding van warmte wordt grotendeels analoog aan stoftransport beschreven, daarbij spelen advectief en dispersief transport in het farfield de hoofdrol.

⁵ warmte-inhoud van 1m bodem (porositeit 50%) wordt in 90 dagen van 10 naar 15 °C opgewarmd, dit is een warmteflux van: $1m^3.m^{-2}*5^{\circ}C^*(0.5*4.2 \text{ (water)} + 0.5*2.0 \text{ (quarts)})$ $MJ.m^{-3}.^{\circ}C^{-1}$ /90dag/86400s.dag⁻¹ $\approx 2.0 \text{ W.m}^{-2}$.

⁶ gemiddelde regenval ≈ 2 mm/dag met ≈5 °C temperatuursverschil levert een geschat warmte transport: $0.002m3.m^{-2}.dag^{-1}$ ×5 °C ×4200 J.kg⁻¹. °C⁻¹ ×1000 kg.m⁻³/86400s.dag⁻¹ ≈0.5 W.m⁻².

Viskeuze dissipatie

Water dat van hoog naar laag stroomt, verliest continue potentiële energie. Slechts een (heel) klein gedeelde van dit verlies komt ten goede aan toename van de kinetische energie (stroomsnelheid). De bulk wordt omgezet in warmte. Vugts (1974) toont aan dat dissipatie van deze energie normaliter geen rol van betekenis speelt in de warmtebalans, het volume water is daarvoor te groot. Alleen voor kleine stroompjes kan deze post mogelijk significant zijn, bij 50m verval kan viskeuze dissipatie tot maximaal 0.1°C temperatuurverhoging leiden⁷.

Natuurlijke watertemperatuur in de Nederlandse situatie

De evenwichtstemperatuur is die watertemperatuur waarbij de temperatuur van het water in evenwicht is met de omgeving: er is geen netto overdracht van warmte Als de warmtebalans in evenwicht is ($q_t=0$ in vgl. 1) dan blijkt uit vergelijking 2 dat de watertemperatuur constant is. In het streven naar evenwichtstemperatuur neemt oppervlaktewater warmte op of staat warmte af. Omdat de omgevingscondities continue veranderen, verandert de evenwichtstemperatuur ook continue en is een oppervlaktewater vrijwel nooit in evenwicht.

Analyses van de watertemperatuur worden vaak gemiddeld over een etmaal uitgevoerd en gaan daarmee voorbij aan dag-nacht fluctuaties van de watertemperatuur. De daggemiddelde evenwichtstemperatuur kan eenvoudig langs iteratieve weg berekend worden (zie hoofdstuk 3.3). Voor een zomerse dag in juni in Nederland volgt uit zo'n analyse een evenwichtstemperatuur voor het water (T_e) van 18.7°C (bij een luchttemperatuur, T_a van 17°C. De gemiddelde watertemperatuur is dus hoger dan de gemiddelde luchttemperatuur. Uit veldmetingen blijkt dat gemiddeld over een langere periode (orde grootte weken) er een sterke correlatie tussen lucht- en watertemperatuur bestaat.

Voor de Maas (Wemelsfelder, 1968) is de watertemperatuur gemiddeld zo'n 3°C hoger dan de luchttemperatuur. Dit gemeten temperatuurverschil is groter dan het berekende verschil van zo'n $1.7°C^8$, waarschijnlijk omdat watertemperatuur hoger is dan de evenwichtstemperatuur, dat kan veroorzaakt worden door warmtelozingen bovenstrooms van Maastricht. Daarnaast spelen ook de meteorologische condities, in het bijzonder de wind, een belangrijke rol bij dit temperatuursverschil.

⁷ $1m^3$ water op 50m hoogte heeft een potentiële energie (m.g.h) van 1000x10x50=0.5MJ, met een warmtecapaciteit van 4.2 J.kg⁻¹.K⁻¹genoeg voor 0.5/4.2=0.12 °C temperatuurverhoging. Als dit water op zeenivo nog een stroomsnelheid van $1.0m.s^{-1}$ heeft dan is de resterende energie-inhoud ($\frac{1}{2}mv^2$) slechts 0.1% van de potentiële energie ($0.5x1000x1.0^2/0.5MJ$).

⁸ Volgens de relatie die Gameson et. al., 1959 voor het Thames estuarium afleidde

 $⁽T_e = +0.5 + 1.109 \times T_l)$ voor bovengenoemde situatie geldt een evenwichtstemperatuur voor het water van 19.4 °C gevonden.

Op de korte termijn (dagen en ook binnen een etmaal) varieert luchttemperatuur natuurlijk veel meer dan de door een grotere warmtecapaciteit gebufferde watertemperatuur. Edinger en Geyer (1965) leiden theoretisch het verschil tussen de daggemiddelde evenwichtstemperatuur en de actuele watertemperatuur af en beschrijven daarmee onder andere het naijlen van de watertemperatuur: het fenomeen dat de gemeten watertemperatuur de maximale waarde aan het einde van de middag ('s zomers rond 18u) bereikt, terwijl de minimale waarde vroeg in de ochtend optreedt ('s zomers rond 7 uur). De daggemiddelde evenwichtstemperatuur wordt bereikt na de hoogste zonnestand rond het middaguur.

2.2 Afkoelingsmodellen

Een afkoelingsmodel beschrijft op eenvoudige wijze hoe een verhoging van de watertemperatuur als gevolg van een lozing door afkoeling weer verdwijnt. Een afkoelingsmodel wordt ook wel surplus temperatuur model genoemd, Shanahan (1985) spreekt in dit verband van een "lineralised heat exchange model". De drijvende kracht voor de afkoeling is het verschil tussen de actuele- en de evenwichtstemperatuur, het temperatuursurplus. Een afkoelingsmodel gaat er meestal vanuit dat de evenwichtstemperatuur bekend is en dat de actuele watertemperatuur hoger is dan de evenwichtstemperatuur, dat kan het gevolg zijn van een combinatie van natuurlijke omstandigheden of van warmtelozingen. Een afkoelingsmodel houdt géén volledige warmtebalans bij en kan de evenwichtstemperatuur derhalve niet berekenen. Het zelfkoelingsgetal, Z (W.m⁻². $^{\circ}C^{-1}$) legt het verband tussen de warmteafgifte, W (J.m⁻².d⁻¹) en het temperatuursurplus (θ):

$$q_t = -Z \times \theta = -Z(T_w - T_e)$$
vgl. 3

Een afkoelingsmodel kan beschouwd worden als een deelmodel van een warmtebalansmodel waarin alleen de som van de balanstermen die met afkoeling te maken hebben beschouwd wordt. De sterk versimpelde warmtebalans heeft dan een eenvoudige analytische oplossing, die luidt⁹:

$$\theta = \theta_0 \cdot \exp\left(\frac{-Z.t}{H.\rho_w \cdot c_{Pw}}\right)$$
vgl. 4

Deze dynamische oplossing beschrijft hoe het oorspronkelijke temperatuursurplus (θ_0) in de tijd exponentieel afneemt tot nul. Daarbij spelen naast de tijd (t) en het zelfkoelingsgetal, Z (W.m⁻².°C⁻¹) ook de diepte, H (m), de dichtheid (ρ_W) en de warmtecapaciteit (c_P) van het oppervlaktewater een rol.

Het zelfkoelingsgetal moet empirisch vastgesteld of afgeleid worden. Hoe het zelfkoelingsgetal uit betreffende afkoelingstermen $(q_{br}, q_{Le} \text{ en } q_{Sg})$ zoals die behoren bij de volledige warmtebalans (vergelijking 1) afgeleid kan worden is onderwerp van paragraaf 3.3.2.

⁹ De oplossing kan zodanig herschreven worden dat de tijd (t) vervangen wordt door de afstand (x) en stroomsnelheid (u) of zodat x en u vervangen wordt door het koeloppervlak en het debiet

In Nederland kan onder gemiddelde meteorologische condities (windsnelheid en luchtvochtigheid) uitgegaan worden van een bereik tussen 20 en 45 W.m⁻².°C⁻¹ ('s zomers tussen 30-45 W.m⁻².°C⁻¹). Wemelsfelder (1968), Gameson et. al. (1957, 1959) en Sweers (1974) rapporteren zelfkoelingsgetallen. Voor diverse Nederlandse wateren zijn al in de zestiger jaren de eerste zelfkoelingsgetallen afgeleid (zie hoofdstuk 3.2 voor literatuur referenties).

De evenwichtstemperatuur (T_e) is in afkoelingsmodellen een invoergegeven. Behalve via berekening uit de warmtebalans (zie 3.3.1) kan de evenwichtstemperatuur ook uit een empirische relatie tussen de water- en luchttemperatuur worden verkregen (Wemelsfelder, 1968) of Gameson et. al., 1959). Soms wordt in afkoelingsmodellen voor de evenwichtstemperatuur de gemeten achtergrondtemperatuur gebruikt. Voorzichtigheid is hierbij geboden omdat de achtergrondtemperatuur niet noodzakelijk hetzelfde is als de evenwichtstemperatuur. De achtergrondtemperatuur kan door warmtelozingen buiten het studiegebied b.v. hoger liggen dan de natuurlijke evenwichtstemperatuur.

2.3 Verspreiding

Verspreiding in de directe omgeving van de warmtelozing (nearfield) is qua mengproces vergelijkbaar met overige (massa)lozingen: de karakteristieken van de jet (vorm, uitstroomrichting en -snelheid) bepalen samen met de snelheids- en dichtheidsverschillen de initiële mengzone (pluim). Net als voor massalozingen wordt verspreiding van warmte op enige afstand van de lozing ('farfield') niet langer bepaald door karakteristieken van de jet, maar door stroming en (turbulente)dispersie in het ontvangende oppervlaktewater.

Bij het beoordelen van de verspreiding in het nearfield is de belangrijkste vraag binnen welk gebied de temperatuursverhoging nog boven de in het oppervlaktewater gewenste temperatuursverhoging ligt. Normaliter is de temperatuursprong in de lozing veel hoger dan de maximaal toegestane temperatuursverhoging in het oppervlaktewater. Indien de mengcapaciteit van de lozing of het oppervlaktewater te gering is kan het beïnvloedde gebied te groot worden en zullen er aanvullende maatregelen moeten worden genomen dit tegen gaan. Deze maatregelen zullen onderbouwd moeten worden met een model of een rekenmethodiek. Bij nearfield modellen speelt vanwege de korte verblijftijd in de pluim, de afkoeling naar de atmosfeer geen rol van betekenis.

Bij het beoordelen van de verspreiding in het farfield zijn, naast afkoeling, met namen aspecten als de kans op recirculatie en de invloed van andere warmtelozingen van belang. In veel situaties in rivieren en kanalen wordt veelal volstaan met een eenvoudig model (één dimensionaal) c.q. een eenvoudige rekentechniek. Daarbij wordt de trage verspreiding in de dwarsrichting verwaarloosd.

Er zijn echter bijzondere situaties waarin de stromingssituatie niet eenduidig kan worden gedefinieerd (getijsysteem, gestratificeerd systeem, ingewikkelde geometrie in havens, etc), in zulk soort situaties kunnen meer complexe (meer dimensionale) farfield modellen een hulpmiddel zijn. In het geval van de farfield modellen speelt vanwege de langere verblijftijd ook interactie met de atmosfeer een rol (opwarming en of afkoeling).

2.3.1 Nearfield aspecten van verspreiding

Het nearfield beschrijft dat deel van het ontvangend oppervlaktewater waar de karakteristieken van de (warmte)lozing bepalend zijn voor het stroombeeld en initiële mengverschijnselen.

Het nearfield maakt het belangrijkste deel uit van de mengzone. De mengzone is het gebied in de nabijheid van het lozingspunt waar de temperatuur groter is dan een limietwaarde. Omdat vanuit vergunning verlening vaak eisen aan de omvang van die mengzone gesteld worden, is kennis van de pluimverspreiding in het nearfield van primair belang. Kennis van nearfield verspreiding is ook van belang om tot een correcte beschrijving van het farfield te komen. De nearfield temperatuur verdeling dient in dat geval als randvoorwaarde voor het farfield. Naarmate de limietwaarde voor de mengzone lager gekozen wordt neemt, bij overigens gelijke omstandigheden, de mengzone toe. Het farfield kan daardoor deel van de mengzone worden.

Bij de beschrijving van het nearfield gedrag in dit hoofdstuk wordt onderscheid gemaakt tussen een warmtelozing in:

- diep stagnant water;
- ondiep stagnant water;
- stromend water.

In Figuur 2.3 is en een voorbeeld gegeven van een pluim als gevolg van een koelwaterlozing in stromend ontvangend oppervlaktewater.

De volgende begrippen worden in de literatuur gebruikt bij het beschrijven van het gedrag van verspreiding van een lozingspluim in ontvangend oppervlaktewater. Het gaat hierbij expliciet op lozingen die via een lozingskanaal het ontvangende oppervlaktewater bereiken, lozingen via diffusors worden in § 2.3.1 behandeld. Het subscript 'o' wordt gebruikt voor identificatie van parameters die betrekking hebben op het lozingskanaal, 'a' voor het ontvangende water.

Aspect ratio (A)

Verhouding tussen de breedte (b_0) en de diepte (d_0) van het lozingskanaal.

Breedte (b) en dikte (hp) van de pluim

De pluimdikte is gedefinieerd als de dikte waar de lokale temperatuurverhoging een zeker percentage van de temperatuurverhoging in het hart van de pluim bedraagt. In de literatuur worden voor dit percentage waarden tussen 10 tot 50% aangehouden. De breedte en dikte van de pluim zijn in principe dus arbitrair gedefinieerde grenzen.

Verdunningsfactor (S)

De mengfactor of verdunningsfactor is de verhouding tussen het volume van de pluim en het oorspronkelijke geloosde volume. Het volume van de pluim wordt berekend op basis van de gedefinieerde genzen, te weten breedte en dikte.

Snelheidsverhouding (R)

Verhouding tussen de stroomsnelheid in het ontvangende water, u_a en de stroomsnelheid in het lozingskanaal, $u_{o.}$

Pluimwarmte (H_t)

 H_t is de verhouding tussen de warmte in de pluim en de totaal geloosde warmte. Indien geen uitwisseling met atmosfeer of bodem plaatsvindt, moet H_t constant zijn (conservatieve menging van warmte).

Froude getal (F_o)

Het intern Froude getal is de meest karakteristieke parameter die de verhouding tussen de impuls van de lozing (u_o) en de opdrijvende kracht door het dichtheidsverschil tussen het geloosde en het ontvangende water als volgt vastlegt:

$$F_{0} = \frac{u_{0}}{\sqrt{\frac{\rho_{a} - \rho_{0}}{\rho_{a}} \times g \times h_{0}}}$$

 F_o is berekend ter plaatse van het lozingspunt. F_L is het Froude getal in het hart van de pluim en wordt berekend uit u_c, en ρ_c (stroomsnelheid en dichtheid in het hart van de pluim) en de dikte van de pluim, h_p. F'_o is een gemodificeerd intern Froude getal t.p.v. het lozingspunt volgens F'_o = $F_o(A)^{-1/4}$.

Hoek van de lozing (ϕ_0)

De hoek die het lozingskanaal met het ontvangende water maakt bepaalt mede de afbuiging van de pluim.





Figuur 2.3 Voorbeeld van mogelijk gedrag van een koelwaterlozing in stromend ontvangend water. In a) zijn de condities zodanig dat de invloed van de pluim aan de oever/kust niet waarneembaar is, in b) is dat wel het geval en "ligt de pluim aan"

2.3.1.2 Ideaal gedrag van een warmtelozing in diep stagnant water

Stolzenbach and Harleman (1971) geven een duidelijk en bruikbaar overzicht van de vier verschillende gebieden die onderscheiden kunnen worden in het gebied van en koelwaterpluim:

- (i) "Core-region" of wel "zone of flow establishment"
- (ii) entrainment gebied en
- (iii) stabiel gebied
- (iv) farfield.

Bij onderstaande karakterisering van deze gebieden wordt gebruik gemaakt van Figuur 2.4 (ontleend Stolzenbach and Harleman, 1971) waarin voor toenemende afstand van de lozing het gedrag van een aantal relevante parameters is afgebeeld. In Figuur 2.4 is ook te indeling in de verschillende gebieden afgebeeld. Op de x-as van deze figuur is de dimensieloze afstand $(x/\sqrt{h_0b_0})$ tot het lozingspunt uitgezet

Core-region

In dit gebied overheerst de impuls van de lozing, het Froude getal is hoog (>4) en de snelheid in het hart van de straal (pluim, of core) is gelijk aan de snelheid in het lozingskanaal u_0 .

De pluimdoorsnede waarover deze snelheid (u_0) aanwezig is neemt af met toenemende afstand tot het lozingspunt totdat aan het einde van de core-region de invloed van het ontvangende water tot het hart van de pluim is doorgedrongen. In Figuur 2.4 is dat goed te zien aan de snelheidverhouding u_c/u_0 die op 1 begint en pas op enige afstand van het lozingspunt begint af te nemen.

Entrainment gebied

Entrainment is het proces dat optreedt wanneer een straal wordt afgeremd door water vanuit het omringende water aan te zuigen. Entrainment wordt ook wel straaldiffusie genoemd In het entrainment gebied nemen zowel de temperatuur als de snelheid in het hart van de straal af als gevolg van entrainment (evenredig met 1/afstand).

In het entrainment gebied neemt de pluimdikte toe als gevolg van turbulentieprocessen. Ook de pluimbreedte neemt toe maar door opdrijvende kracht gaat dit sneller dan de toename van de pluimdikte. Karakteristiek voor het entrainment gebied is dan ook dat hier het grootste deel van de menging met ontvangend water plaatsvindt, S neemt sterk toe (factor 1.5 naar factor 4).

Stabiel gebied

Met afnemende invloed van de lozingsimpuls neemt ook de invloed van verticale entrainment af. Bij een lokaal Froude getal van 1 is de verticale entrainment nul en domineert de opdrijvende kracht (positieve buoyancy) waardoor de verspreiding min of meer radiaal wordt (zijwaartse verspreiding). Omdat de pluim nu ook dunner wordt (drijvende pannenkoek) verdwijnt ook de horizontale entrainment. In de stabiele zone zijn menging (S) en temperatuur tamelijk constant.

Farfield

Als gevolg van de zijwaartse verspreiding en het opdrijven van de pluim is het oppervlak van de pluim sterk toegenomen. Warmte uitwisseling met de atmosfeer begint nu een rol te spelen, de temperatuur in het hart van de pluim neemt verder af. Bovendien is niet meer alle geloosde warmte terug te vinden in de pluim, met andere woorden het warmtetransport is niet meer conservatief. In Figuur 2.4 is daarom te zien dat H_t begint af te nemen. De verdunningsfactor, S neemt niet meer toe.



Figuur 2.4 Het gedrag van een oppervlaktewaterlozing in diep stagnant water (volgens Stolzenbach en Harleman, 1971)

2.3.1.3 Afwijkingen van ideaal verspreidingsgedrag

Als gevolg van wind, recirculatie en stratificatie kunnen bovenbeschreven pluimbeelden verstoord worden. Daarnaast wijken de pluimbeelden ook af voor ontvangend water dat niet stagnant maar stromend is en ook voor ondiep water. Deze twee situaties worden hier toegelicht.

Stromend water

Het primaire effect van stromend water is dat de pluim afgebogen wordt. Dicht bij de lozing zijn de mengkarakteristieken gelijk aan die voor stagnant ontvangend water. Op grotere afstand van de lozing neemt menging sterker toe dan voor lozingen in stagnant water, daarbij zijn de volgende processen van belang:

- verticale entrainment; door de snelheid van het stomend water is de verticale entrainment groter en daardoor is er meer menging;
- stromingsdruk aan de flank van de pluim (sleepkrachten);
- schuifkrachten aan het grensvlak tussen pluim en ontvangend water, resulterend in turbulente diffusie onder invloed van de stroming in het oppervlaktewater. Hierbij spelen naast horizontale snelheidsverschillen (vooral bij de oever) ook de verticale snelheidsverschillen aan het (bodemoppervlak) een rol.

Als gevolg van de extra menging ontbreekt bij lozingen in stromend water het stabiele gebied (zie Figuur 2.4).

Ondiep water

Als een lozing in ondiep water plaatsvindt worden verschillende processen in de pluim sterk beïnvloed. Verticale entrainment wordt gehinderd omdat de ruimte onder de pluim beperkt is. Het entrainment water wordt dan zijdelings aangezogen (meer weerstand) en uiteindelijk is de entrainment kleiner en de mengfactor lager vergeleken met een lozing in diep water. Uiteindelijk kan de pluim volledig aan de bodem aanliggen waardoor er geen verticale entrainment meer is, de stroming krijgt vanaf dat moment een 2D (horizontaal) karakter. In deze situatie is het verloop van de temperatuur in het hart van de pluim evenredig met $1/\sqrt{}$ afstand. In ondiep stromend water blokkeert de pluim een aanzienlijk deel van de stroming en zal daardoor sterker afbuigen en eerder "aanliggen" aan de benedenstroomse oever of kustlijn.

2.3.1.4 Uitdrukkingen voor pluimgrootheden

In stagnant diep water

Gebaseerd op Jirka et al., 1981 is er en valide relatie voor het einde van de entrainment zone, $x_t(m)$ als functie van de breedte van het lozingskanaal, b_0 , de diepte van het lozingskanaal, h_o en het Froude, F_0 getal ter plaatse van de lozing. De afstand x_t wordt uitgedrukt als dimensieloze afstand ten opzichte van de diepte van het lozingskanaal, h.

$$\frac{x_t}{h_0} = 8.2 \times (A)^{1/2} \times F_0$$

Uit deze vergelijking volgt dat de entrainmentzone, x_t gelijk is aan 200m als het lozingskanaal 1m diep en 4m breed is en als $8.2F_0=100$. Een Froude getal van 12 wordt bereikt voor een lozing met en snelheid van 2m/s en een temperatuur van 34°C in een lozingskanaal met genoemde aspect ratio van 4.

Ook voor de mengfactor, S_{cs} aan het einde van het entrainment gebied is door dezelfde auteurs een vergelijking beschikbaar. S_{cs} wordt berekend uit het gemodificeerde Froude getal ter plaatse van de lozing, F'_{0} .

$$S_{cs} = 1.2 \times F_0^{\prime}$$

De berekende mengfactor varieert lineair van 1 tot 20 met toenemend Froude getal (F'_o). Bij $F_0 = 14$ (F'₀ = 10 en A = 4) hoort een mengfactor van 12.

De maximale dikte van de pluim kan het best met de vergelijking van Stolzenbach et. al., 1971 berekend worden. De dimensieloze maximale pluimdikte h_{max}/h_0 is een functie van het intern Froude getal F₀ en de aspect ratio A (Hogendoorn, 1983 vgl 5.12 p18). De auteurs geven ook de vergelijking voor de afstand waarop de dikte van de pluim maximaal is.

$$h_{\rm max} / h_0 = 0.35 \times F_0 \times (A)^{1/4}$$

de maximale dikte bevind in dat geval op een afstand:

$$\frac{x_{\text{max}}}{\sqrt{h_0 \times b_0}} = 4.6 \times F_0^{'}$$

Naast de hier beschreven pluimgrootheden die betrekking hebben op een locatie in de pluim is er een belangrijk onderzoek van Shirazi (1974) dat een overzicht geeft van een groot aantal laboratorium experimenten uit diverse onderzoeken waarin getracht wordt relaties af te leiden voor een aantal pluimgrootheden, zoals het temperatuur- en snelheidsverloop in het hart van de pluim en de pluimbreedte en pluimdikte. De diagrammen zijn beschikbaar in Hoogendoorn (1983) en geven in een ruimtelijk diagrammen van de pluimbaan, het verloop van de temperatuur en de pluimbreedte voor diverse lozingssituaties in stagnant én stromend water waarin Froude nummer (F_0), snelheidsverhouding (R), aspect ratio (A) en hoek van lozing variëren.

In ondiep stagnant water

Pluimverspreiding in ondiep water wordt gekenmerkt door een afname van de mengcapaciteit en het aanliggen van de pluim aan de bodem. Cruciaal is dus om een uitspraak te kunnen doen of bodeminvloed zal optreden. Hoogendoorn (1983) gebruikt het volgende criterium voor de invloed van de bodem:

$$\frac{h_{\max}}{h} > 0.5$$

het reducerende effect van de bodem op de mengfactor is daarbij:

$$r_s = \sqrt{\frac{0.5}{h_{\rm max} \, / \, h}}$$

waarin r_s de verhouding tussen de gemeten mengfactor aan het einde van de entrainment zone en de berekende mengfactor aan het eind van de entrainment zone in geval van lozing in diep water.

Zoals gezegd leidt de bodembeperking tot een verminderde menging. Grafisch is het effect van een verminderende menging op de temperatuurafname met de afstand tot het lozingspunt gepresenteerd in Figuur 2.5.

Vanaf $h_{max}/h > 1$ ligt de pluim ook daadwerkelijk aan de bodem aan. Diverse onderzoekers (bijv. Safaiee, 1979) berekenen de plaats waar als gevolg van buoyancy de pluim de bodem weer loslaat in een ontvangend water met een lineair hellende bodem.



Figuur 2.5 Het aanliggen van de koelwaterpluim als functie van R (=u_a/u_o) en h_{max}/h. Overgenomen uit Hogendoorn (1983)

In stromend water

In stromend water zijn afbuiging van de koelwaterpluim en het aanliggen aan de oever van belang.

Uit Figuur 2.5 blijkt duidelijk dat voor diep traag stromend water aanliggen (bij en lozingshoek van 90°) niet optreedt, het door Jirka et. al. (1975) gebruikte criterium hiervoor (de lijn in Figuur 2.5) luidt:

$$\frac{u_a}{u_0} > 0.05 \left(\frac{h_{\max}}{h}\right)^{-3/2}$$

Carter en Regier, 1975 leiden de volgende relaties voor overige pluimgrootheden af.

De menging aan het einde van het entrainment gebied, S_{cs} is net als bij stagnant water een functie van het Froudegetal en daarnaast ook van de snelheidsverhouding tussen geloosd (u_0) en ontvangend water (u_a) :

$$S_{cs} = 1.6 \times (F_0' / R)^{1/3}$$

De maximale pluimdikte volgt, net als voor stagnant diep water uit het Froude getal en de aspect ratio:

$$h_{\rm max} / h_0 = 0.54 \times F_0 \times (A)^{1/4}$$

Zoals verwacht is de maximale pluimdikte groter in stromend water.

2.3.2 Nearfield gedrag koelwaterlozingen met diffusors

Het doel van diffusors is om voor een gegeven thermische lozing de initiële mengfactor zó hoog te maken dat de maximaal resterende temperatuurverhoging direct na initiële menging binnen de daarvoor gesteld norm ligt. De mengfactor, S is gedefinieerd als de verhouding tussen het entrainment debiet en het lozingsdebiet. Mengfactoren liggen in de range van 30 á 50 maar kunnen oplopen tot wel 100.

Omdat het niet de opzet van deze studie was om aandacht te besteden aan diffusors biedt Tabel 3.2.2 niet de juiste zoek mogelijkheid om referenties te traceren die specifiek over diffusors gaan. Een goede start vormt echter het WL rapport door Dedden (1984) met daarin mengkarakteristieken voor verschillende typen diffusors (aantal uitstroomopeningen, richting van de uitstroomopening etc.) voor verschillende soorten ontvangend oppervlaktewater. Voor meer recentere literatuur op dit gebied kunnen de als nearfield gekarakteriseerde referenties in Tabel 3.22. doorzocht worden.

type lozing

Diffusors worden toegepast zowel toegepast voor koelwater als ook voor afvalwater, in beide gevallen ter vergroting van de initiële menging. Voor afvalwaterlozingen is een hoge graad van initiële menging vereist in verband met de aanwezigheid van verontreinigende stoffen. Binnen de voorgeschreven mengzone dienen soms hoge mengfactoren gerealiseerd te worden (tot 100) om te voorkomen dat concentraties te hoog worden én om te garanderen dat de lozing niet met de wind meegevoerd wordt.

Gewenste initiële menging voor koelwaterlozingen is al snel een factor 10 lager. Zoals bekend zijn de debieten bij thermische lozingen van energieproducenten veel hoger dan bij afvalwaterlozingen. De gevolgen hiervan zijn dat initiële menging bij koelwater veroorzaakt wordt door de impuls van de lozing terwijl dat voor afvalwaterlozingen voornamelijk de buoyancy is. Grote koelwaterlozingen beïnvloeden door hun debiet soms zelfs de stromingspatronen van het ontvangende oppervlaktewater (de Goede, 1997).

stroombeelden

Wanneer warm water door middel van een diffusor wordt geïnjecteerd ontstaan afhankelijk van het verschil in dichtheid tussen de straalvloeistof en het ontvangende water mogelijk twee stroombeelden: (i) een sterk gelaagde, stabiele situatie of (ii) een volledig gemengde, instabiele situatie. Zie respectievelijk Figuur 2.6a en 2.6b.

Voor een lozing met veel opdrijving (een relatief groot dichtheidsverschil tussen geloosd en ontvangend water) in diep ontvangend water zal de situatie stabiel zijn. Dat wil zeggen dat de geloosde vloeistof, na bijmenging op weg naar het oppervlak, over het ontvangend water uitvloeit waardoor een gelaagde situatie ontstaat (Figuur 2.6a).

Wanneer de opdrijving minder is en het ontvangende water ondieper is ontstaat een heel ander stroombeeld (Figuur 2.6b). Dat beeld is gekenmerkt door twee lagen waarin het geloosde water in de bovenlaag van de diffusor af stroomt terwijl het water in de onderste laag toestroomt. Zo drijft de diffusorstraal wervels aan met afmetingen ter grootte van de waterdiepte. De wervels zorgen ervoor dat water dat al met de straal gemengd was (entrainment) opnieuw aangezogen wordt. De gelaagde situatie kan dan niet ontstaan en de lozing is niet stabiel. Het effect van zo'n niet stabiele lozing is:

- de resulterende menging (verdunning) is geringer a.g.v. nearfield recirculatie; en
- de lozing kan als volledig verticaal gemengd over de diepte worden beschouwd.

stabiliteit

Voor de stabiliteitsanalyse wordt gebruik gemaakt van een 2D benadering waarbij het gebied rondom de lozing beschouwd wordt. In Figuur 2.7 is te zien dat er vier gebieden kunnen worden onderscheiden; gebieden 1-3 worden tot het nearfield gerekend en zijn van belang voor het al dan niet stabiel zijn van de lozing, gebied 4 hoort bij mid- of farfield en bepaalt mede de grootte van de mengfactor. In gebied 1 stijgt de straal o.i.v. de lozingsimpuls ongehinderd omhoog, in gebied 2 wordt de min of meer verticale snelheid van de straalvloeistof omgezet in een horizontale beweging. De dikte van de afstromende laag kan berekend worden. In gebied 3 en 4 kan een twee lagen systeem worden onderscheiden waarin de boven- en onderlaag een tegengestelde stroomrichting hebben. Hierdoor wordt een grote entrainment bereikt.

Als de stroomsnelheden in beide lagen groot zijn spreken we van superkritische stroming. In bepaalde gevallen zorgt de interne watersprong ("heuveltje" in het ontvangend water bij gebied 3 in Figuur 2.7) echter voor zoveel dissipatie van energie dat de stroming in gebied 4 subkritisch wordt (lagere stroomsnelheden in de lagen). De lozing is dan stabiel (Figuur 2.6a). De watersprong komt voor op een afstand 0.5 tot 2.5 maal de waterdiepte en heeft een lengte van zo'n 2 maal de waterdiepte (Jirka and Harleman, 1973).

Ontbreekt de watersprong dan ontstaat een instabiele situatie (zoals in Figuur 2.6b) waarbij energiedissipatie door turbulente diffusie plaatsvindt. Daardoor mengen beide lagen en vindt nearfield recirculatie plaats.



Figuur 2.6 Stroombeelden in het near- en in het farfield bij stabiele (a) en instabiele (b) lozingen met een diffusor vanaf de bodem van een oppervlaktewater

Gebied 4 is het farfield de stroming die in dit gebied optreedt, is afhankelijk van het evenwicht tussen de impulstoevoer door de lozing en de weerstand in het gebied. De mate van menging die in dit gebied voor instabiele lozingen optreedt, hangt dus af van invloeden in het farfield. Figuur 2.6b laatmogelijke instabiele stroombeelden zien die in het farfield kunnen ontstaan. Afhankelijk van de weerstand van het farfield (een functie van o.a. de bodemwrijvingscoëfficiënt en stroomsnelheid) ontstaat (i) een gelaagde tegenstroming, (ii) een stationaire tong (stagnant wedge) of (iii) superkritische (turbulente) stroming.



Figuur 2.7 De gebieden die onderscheiden kunnen worden bij een warmtelozing door een diffusor in een lijnvormig oppervlaktewater (2D, "kanaal"-model): (1) vrije straal, (2) straal aan de oppervlakte, (3) overgang super- naar subkritische dichtheidsstroming en (4) subkritische dichtheidsstroming.

criteria voor stabiliteit

De afleiding van de stabiliteitscriteria is complex en daarom wordt hier volstaan met te melden dat de stabiliteit een functie is van de relatieve waterdiepte (ten opzichte van de diameter of spleetbreedte van de uitstroomopening van de diffusor), de hoek van de lozing, en het intern Froude getal ter plaatse van de lozing. Zie Jirka (1982) voor afleiding van de formulering en voor een overzicht van typische waarden voor diverse typen lozingen: koelwaterlozingen blijken vrijwel altijd instabiel te zijn in het nearfield. Vanwege het instabiele karakter van het nearfield kunnen bij diffusor lozingen van koelwater dus meestal berekeningen worden gemaakt op basis van een volledig verticaal gemengde situatie.

2.3.3 Beschrijving van oppervlaktewater lozingen in het farfield

Het gedrag van verspreiding van een warmtelozing in het farfield wordt dikwijls als bekend verondersteld en literatuur met betrekking tot farfield aspecten van warmtelozingen is minder expliciet in de literatuur te vinden. Dit was in 1986 aanleiding voor het schrijven van het wl-rapport "koelwaterlozingen, state-of-the-art farfield beschrijving" door Winterwerp (1986). Onderstaande karakterisering van het farfield is mede op dit rapport gebaseerd.

De mengzone is een gebied in de nabijheid van het lozingspunt waar de temperatuur groter is dan een limietwaarde (in Engels is dit RZM, de Regulatory Mixing Zone). Hoe lager de limietwaarde, hoe groter de mengzone. Naast het nearfield maakt ook het farfield meestal deel uit van de mengzone. Als vanuit de emissie-immissie benadering van koelwaterlozingen een limietwaarde van b.v. 3°C gesteld wordt (zie intermezzo in hoofdstuk 2) dan bevindt de mengzone zich in dat geval grotendeels in het farfield. Kennis van het farfield is mede daarom essentieel.

Het farfield is ook economisch van belang. Wanneer geloosd koelwater via recirculatie in de koelwaterinlaat terechtkomt dan leidt dit tot kostbaar verlies van het rendement van koelfaciliteiten. Het risico op recirculatie is mede de reden dat de volgende karakteristieken van het farfield vaak in de literatuur worden gevonden:

- de afstand waarbinnen het koelwater gemengd wordt over de breedte van de rivier;
- temperatuurgradiënt over de diepte;
- totale warmtebalans, ofwel de koelcapaciteit, van een meer.

De eerste twee punten houden verband met het bepalen van de onderlinge posities van de koelwater in- en uitlaat.

Het farfield is het complementaire deel van het nearfield van een koelwaterlozing en daarmee wordt het farfield dus het gebied waar de lozingskarakteristieken (lozingsimpuls en entrainment) geen rol van betekenis meer spelen. Koelwaterverspreiding in het farfield wordt bepaald door:

- karakteristieken van het ontvangend water: stromingspatroon en stroomsnelheden, getijen rest-stromen en natuurlijke gelaagdheid;
- eventuele gelaagdheid ten gevolge van de koelwaterlozing;
- de meteorologie die de warmte-uitwisseling met de atmosfeer bepaalt.

Indien het geloosde volume groot is (in het geval van koelwater van elektriciteitscentrales) wordt menging van met omgevingswater essentieel, in het farfield zijn de volgende fysische (meng) processen relevant:

Horizontale advectie en diffusie

Een warmtelozing wordt in het oppervlaktewater getransporteerd door (natuurlijke)stroming. In de meeste situaties is er sprake van horizontale stroming, waardoor wordt gesproken van horizontale advectie (meeslepen van het koelwater met de gemiddelde stroming van het ontvangend water). Door snelheidsverschillen in het oppervlaktewater (horizontaal en verticaal) ontstaat turbulentie hetgeen leidt tot turbulente menging (dispersie) waardoor temperatuurgradiënten afnemen.

Windgedreven stroming

Een bijzondere vorm van advectief transport is het transport onder invloed van windgedreven stroming. In beginsel is dit type transport voornamelijk van belang in watersystemen van zodanige omvang dat de wind er voldoende 'grip'op heeft, in praktijk zijn dat hoofdzakelijk meren en plassen. Pluimen van warmtelozingen zijn echter extra gevoelig voor verspreiding door wind. Dat komt omdat de viscositeit (de interne wrijving) op de spronglaag, waar turbulenties ontbreken, 10 tot 100 maal zo laag is waardoor de pluim als het ware op rolletjes ligt en makkelijker door de wind getransporteerd kan worden.

Een belangrijk aspect van windverspreiding is dat naast windsnelheid en windrichting ook de vorm (geometrie) van het meer een rol speelt in de verspreiding. Daarnaast spelen door wind opgewekte golven een rol in de verticale menging.

Dichtheidsstroming

In principe heeft koelwater in eerste instantie de neiging om als een pannenkoek op het ontvangend oppervlakte water te drijven. Door dit drijven onder invloed van dichtheidsverschillen ontstaan drukverschillen waardoor het koelwater zich min of meer onafhankelijk van het ontvangend water zal gaan verspreiden (dit kan uiteraard alleen in situaties met niet al te grote stroomsnelheden). In praktijk wordt het stroomopwaarts bewegen van een warmtefront a.g.v. dichtheidsstroming waargenomen en beschreven (zie bijvoorbeeld Delvigne, 1992 of Schönfeld, 1981 voor goede inleidingen).

In stagnante havens of in meren in windstille situaties vormt dichtheidstroming het belangrijkste transportmechanisme.

Een ander belangrijk effect van dichtheidsstroming is dat verticale dichtheidsverschillen de verticale menging onderdrukken. Dit zou niet-natuurlijke stratificatie genoemd kunnen worden. Dit effect is uitgebreid onderzocht (zie b.v. Delvigne et.al., 1974). De verticale uitwisselingscoëfficiënten voor massa, ε_z en voor impuls, v_z zijn beide een eenvoudige functie van het lokaal Richardson getal, Ri (zie Figuur 2.8).

$$\varepsilon_z = \varepsilon_{z_0} \times f(Ri)$$

$$Ri = \frac{g}{\rho} \times \frac{\partial \rho_w / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2}$$
$$\varepsilon_{z_0} = 0.1 \times h \times \sqrt{\tau_0 / \rho}$$



Figuur 2.8 De invloed van gelaagdheid op de turbulente uitwisselingcoëfficiënt van massa in verticale richting (Winterwerp, 1986)

De verticale turbulente diffusie coëfficiënt neemt af met toenemend Richardsonsgetal. Dus hoe groter de dichtheidsgradiënt ten opzichte van het snelheidsverschil tussen de lagen, hoe kleiner de turbulente uitwisselingscoëfficiënt in de verticale richting. De verticale uitwisselingscoëfficiënt onder homogene omstandigheden is εz_0 .

Natuurlijke stratificatie

Van stratificatie is sprake wanneer en waterlaag met een kleinere dichtheid drijft op een waterlaag met een grotere dichtheid. Dichtheidsverschillen kunnen ontstaan door temperatuurverschillen of door verschillen in zoutgehalte. We beperken ons hier tot stratificatie als gevolg van temperatuur verschillen. Tussen de warmte en de koude laag bevindt zich de spronglaag, de thermocline, waar een relatief abrupte overgang van temperatuur en dichtheid plaatsvindt.

In principe zijn er twee perioden waar stratificatie kan plaatsvinden: de winter wanneer water van rond het vriespunt drijft op water van $\pm 4^{\circ}$ C en de meer gebruikelijke zomerstratificatie waarbij de dichtheidsverschillen groter kunnen worden. Hoe groter het dichtheidsverschil hoe stabieler de spronglaag. Diepere meren (>10 á 15m) vertonen in Nederland gedurende de gehele zomer stratificatie. Wind en stroming zijn de verstorende factoren die er voor zorgen dat in het najaar de stratificatie opgeheven wordt en het meer weer gemengd wordt. De spronglaag wordt in het voorjaar en vroege zomer gevormd door netto opwarming van het water in de toplaag, gedurende de zomer wordt de thermocline steeds stabieler (voorbeeld Grevelingen meer, 2°C.m⁻¹). In de herfst wanneer netto afkoeling plaats vindt en wind episodes toenemen in kracht en frequentie worden het dichtheidsverschil overwonnen.

De diepte waarop de stratificatie stabiliseert is gerelateerd aan het dimensieloze Richardson nummer dat de verhouding tussen het opdrijvend vermogen (dichtheidsgradiënt) en de stroomsnelheidsgradiënt (als gevolg van wind en stroming) geeft. Stratificatie is voor alle aspecten van waterkwaliteit, dus ook warmte en temperatuur, van groot belang omdat de verblijftijd van het watersysteem erdoor significant verlaagd wordt. Instromend water stroomt door de toplaag (epilimnion) dat een kleiner volume heeft dan het gehele meer. Daarnaast wordt verticaal transport over de spronglaag sterk gereduceerd ten tijde van stratificatie. De diffusie over de spronglaag ligt in dit geval orders lager dan als gevolg van turbulente diffusie. De diffusie over de spronglaag is nog altijd 1 á 2 orders hoger dan moleculaire diffusie.

Turbulentie

Turbulentie is het gevolg van instabiliteiten in de stroming en deze instabiliteiten worden gevormd bij voldoende grote stroomsnelheid en afmetingen van het volume in relatie tot de moleculaire viscositeit, uitgedrukt in het Reynolds getal Re=uL/v. De instabiliteiten ontwikkelen zich in chaotische patronen van roterende vloeistofvolumina, wervels genaamd, die om een kern roteren en de kernen lijken op kluwen wol die telkens van vorm veranderen. De wervels hebben zodoende een grote variatie in afmetingen. De grootte van de wervels wordt beperkt door de kenmerkende kleinste afmetingen van het vloeistofvolume, voor drie-dimensionale wervels (met variërende maar sterk gekromde kernen) is dat veelal de waterdiepte maar bij dichtheidsverschillen zelfs minder dan de dikte van de spronglaag (temperatuur, saliniteit). In oppervlaktewateren zijn er ook tweedimensionale wervels, met louter verticale wervelkernen, en deze wervels hebben afmetingen die beperkt worden door de kleinste horizontale dimensies van het wateroppervlak.

Vooral snelheidsverschillen (gradiënten) veroorzaken stromingsinstabiliteiten (turbulentie) waardoor er een energie-flux van de tijdsgemiddelde stroming naar de grote wervels ontstaat. Voor de tijdsgemiddelde stroming lijkt het alsof het water stroperig is dan zonder turbulentie. Op de gevolgen voor de modelvorming hiervan komen we nog terug.

De aldus gevormde grote wervels vervormen traag met de snelheidsverschillen van de tijdsgemiddelde stroming. Vervolgens vervormen de grote wervels tot kleinere wervels waardoor in 3 dimensies energie van de grote wervels naar de kleinere wordt overgedragen zónder dat viskeuze effecten een rol spelen. Dit is de zg. energie-cascade. Pas wanneer het Re-getal van de kleine wervels ?O(1)? wordt gaan viskeuze effecten een rol spelen en verliezen de kleine wervels hun energie, niet door overdracht aan nog kleinere, maar door hun arbeid tegen viskeuze spanningen. De kenmerkende afmetingen van de kleinste wervels wordt Kolmogorov-lengteschaal genoemd en deze hangt af van de energieproductie van grote wervels en van de moleculaire viscositeit. Meestal ligt de Kolmogorov-lengteschaal tussen 0.1 en 10mm.

Turbulente wervels verplaatsen niet alleen hun impuls maar ook opgelost of zwevend stof of warmte. In het geval van stabiele gelaagdheid (licht water drijvend op zwaar water) mengen wervels zwaar en licht water waardoor hun kinetische energie in tijdsgemiddelde potentiële energie wordt omgezet. Met andere woorden dit laatste is een bijzondere situatie waarbij een gedeelte van de energie van de tijdsgemiddelde stromingen via turbulentie als potentiële energie terugkeert.
In turbulentiemodellen is het schatten of berekenen van de lengte-schaal van turbulentie essentieel. Het oudste concept in turbulentiemodellering is Boussinesq's hypothese ook wel het Eddy-Viscosity concept of het Eddy-Diffusion concept genoemd waarbij de moleculaire viscositeit wordt vermeerderd met een bijdrage door turbulentie.

In een laminaire parallelstroming geldt het volgende verband tussen schuifspanning, τ en snelheidsgradiënt (du/dz):

$$\tau = v \times \rho \times \frac{du}{dz}$$

waarin v de kinematische viscositeit van de vloeistof is (in m²/s), afgeleid uit $v=\eta/\rho$ waarbij η de kinematische viscositeit (kg/m/s). Boussinesq's hypothese stelt nu dat voor turbulente parallelstroom geldt:

$$\tau_x = \rho \times D_z \times \frac{du}{dz}$$

 D_z is daarin de turbulente (verticale) diffusie coëfficiënt of ook wel dispersie coëfficiënt. In tegenstelling tot v is D_z geen eigenschap van de vloeistof maar een eigenschap van de stromingssituatie, dus plaats en tijd gebonden, en afhankelijk van de stroomsnelheid.

Vergelijkbare uitdrukkingen gelden voor de flux van stoffen en deze uitdrukkingen kunnen ook theoretisch worden onderbouwd.

Geavanceerdere turbulentiemodellering is complex: keuze van het type rekenrooster, de bepaling van de meest geschikte numerieke oplostechniek, eigenaardigheden van de complexe (3D) oplossing etc. Een goed, en nog steeds actueel, overzicht van turbulentiemodellering is te vinden in Rodi (1984) en in Wilcox, 1998.

3 Literatuuronderzoek

Het literatuuronderzoek heeft twee doelen: (i) het geven van een overzicht van verspreidingsmodellen van warmte en (ii) een inventarisatie van beschikbare literatuur over modeltoepassingen op het gebied van warmtelozingen.

De inventarisatie heeft tot doel beschikbare kennis zodanig te presenteren dat deze toegankelijk is op het moment dat een waterbeheerder in plaats van, of in aanvulling op, de eenvoudige beoordelingsmethodiek een detail beoordeling van een lozingssituatie wil uitvoeren. De modelinventarisatie kan daarbij worden gebruikt om tot de keuze van en alternatieve beoordelingsmethodiek te komen.

3.1 Modelinventarisatie

3.1.1 Aanpak

De modelinventarisatie kent de volgende beginpunten:

- researchmodellen die de evolutie naar gebruikersvriendelijke en meer generieke modelsystemen hebben doorgemaakt en nu internationaal op de markt worden aangeboden. WL | Delft Hydraulics kent deze concurrenten van Delft3D en SOBEK goed. Het betreft Danish Hydraulic Institute (DHI) met de 'Mike' systemen, in Engeland brengt HR Wallingford via haar dochter Wallingford Software het van oorsprong Franse Telemac systeem voor zeeën en estuaria op de markt en diverse andere eigen systemen voor rivieren. In Frankrijk wordt het Telemac systeem gepropageerd door Sogreah en het Laboratoire National d'Hydraulique et d'Environnement (LNHE);
- via eerdere inventarisaties op het gebied van verspreidingsmodellen, zoals bijvoorbeeld WL, 1993 of Dunn et. all., 1975 en ook Ragas en Leuven, 1996. De laatste heeft ter voorbereiding van de ontwikkeling de bestaande emissie-immissietoets (CIW, 2000) geïnventariseerd welke modellen in het buitenlandse waterbeheer gebruikt worden;
- via een Internet is gezocht via de zoekmachine "Google" met diverse relevante zoekprofielen waarin "model", "thermisch", "heat", "plume", "verspreiding", e.d. steekwoorden waren. Er is gezocht in de Nederlandse en Engelse taal.

3.1.2 Leeswijzer

Het literatuur- en modellenoverzicht worden gepresenteerd in vier tabellen. Tabel 3.1a heeft een overzicht gebruikte afkortingen, Tabel 3.1b somt basisgegevens op (acroniem, naam en ontwikkelaar) en in Tabel 3.1c zijn relevante Internet pagina's vermeld. Het feitelijke resultaat, de classificatie van de modellen, is te vinden in Tabel 3.1d.

De gevonden modellen zijn in matrixvorm gepresenteerd, wanneer bepaalde informatie voor een model niet beschikbaar is, blijft de cel van de tabel leeg. De mate van detail waarin een model is bestudeerd is in kolom 3 "niveau" van Tabel 3.1d vermeld.

Het komt regelmatig voor dat op basis van de beschikbare informatie onzekerheid bestaat over een over een modelkenmerk, in dat geval wordt een "?" toegevoegd aan de inschatting die gemaakt is. De overzichtstabel (Tabel 3.1d) is verdeeld in 3 delen: nearfield modellen, farfield modellen en zogenaamde academische modellen (zie hieronder).

Impliciet weerspiegelt de modelinventarisatie de ontwikkeling die de modellen voor transport en uitwisseling van warmte doorgemaakt hebben. Modellen van voor 1980 die in de tabel voorkomen zijn academische onderzoeksmodellen genoemd. De betreffende universiteit of onderzoeksinstelling codeerde bestaande modelconcepten om deze met andere concepten te vergelijken of om ze te toetsen aan de werkelijkheid (veldsituatie of grootschalige laboratorium experimenten). In de jaren rond 1980 zijn in DOS omgeving veel modellen verder ontwikkeld, met namen in de Verenigde Staten. De evolutie naar meer generieke, en gebruikersvriendelijke modelsystemen hield in de jaren 90 gelijke tred met de ontwikkelingen van hardware en besturingssystemen. De academische modellen zijn apart in tabel 3.1d vermeld (nummers 43-50). Via een verwijzing naar het literatuuroverzicht (Tabel 3.2) in kolom "lit. ref." kan detail informatie over dit model worden achterhaald.

Acroniem	Afkorting
Naam	Wbe naam (vaak van de afkorting)
Ontwikkelaar	Instituut of persoon die model ontwikkeld heeft
Distributeur	Instituut dat model in huidige versie verspreidt, verkoopt en of onderhoudt
Niveau analyse	1: zelf diepgaand (manuals) eigen ervaring of van collega's
i iii voud undigise	2: zelf_oppervlakkig uit internet-info en folders
	3: on basis van informatie van anderen (review)
Ruimteliike schaal	(D): ongesegmenteerd. Watersysteem bestaat uit 1 of een paar compleet gemengde
Runnenjke senaar	volumes
	1D-h : alleen gradiënten in het horizontale vlak worden door het model beschouwd
	1D-h : and gradienten in her nonzontael vertakt netwerk
	1D-w ; alleen gradiënten in het verticale vlak (diente) worden door het model
	hesebouwd
	2D h : in twee horizontale rightingen (longitudingel en laterael), diente dimensie is
	2D-II . In twee nonzontale mentingen (iongitudinaar en lateraal), diepte unitensie is homogeen
	D w in horizontale (longitudingel) on vorticeal (diante) leterale righting is
	2D-v. In nonzontale (longitudinaal) en verticaal (diepte), laterale richting is homogoon. De derde verjoet von 2D v te weten longitudinael gemiddeld is in
	nonogeen. De derde variant van 2D-v te weten iongitudinaar gemidderd is in
	2D. and index in data static and back and
W	5D : gradienten in drie richtingen beschouwd
watertype	r , k , s : rivier, kanaai, stroom(pje) (njnvormige stromende elementen)
	m , res: meer of reservoir (met stromende rondvormige elementen).
Tädaabaal	e: estuaria en getijde rivier (stromend met getij en zout invloed)
Tijuschaal	dynamisch: beschrijt veränderingen in de tijd. Dynamisch model neett altijd optie
	om stationair te rekenen
	stational (statisch of steady state): niet dynamisch
Cat	rr: hydrologisch, regenval, afetroming, stroomgehied (verder te onderscheiden in
Cai	stadalijk/urban of landalijk)
	whet waterbalands model yoor optyongend water (debiat is invoer yoor model)
	byd : Hydrodynamische model waterstanden en stroomsnelheden mogelijk
	inclusief saliniteit en/of temperatuur en bet effect daarvan op de waterbeweging
	wa: waterkwaliteit (transport stoffen in ontvangend water)
Field	nearfield/farfield/complete-field
1 icid	stratificatie circulatie turbulentie
	deelties model (particle tracking)
Warmte model	b , warmtehalans (berekent evenwichtstemperatuur)
warme moder	st: afkoelingsmodel (surplustemperatuur, zelfkoelingsgetal)
Toenassingen of	
verificatie studies	NZ-Noordzee WS-Westerschelde NZK-Noordzee kanaal NW-Nieuwe
vermeane studies	Waterwag II-Usselmeer NI -overige Nederlandse toenassing
	nub: nublickelijk toegenkelijk (gretis, internet, code genubliceerd)
Beschikhaarheid	privá : via licentie (kosten)
Desenikoaameta	rwe: rijkswaterstaat model
	univ: academisch onderzoeksmodel
Benodigde ervaring	++/+/0/-/ (+: betekent dat veel ervaring nodig is om de software toe te passen)
hii toenassing	
Documentatie	ia (evit vorm en kwaliteit (help files, hard copy) / nee
Lit Ref	Belangrijke literatuur voor model verwijzing naar Tabel 3.2
Iaar	Indicatie/schatting van jaar waarin model/software ontwikkeld is
Support	in (vorm en kwaliteit (helndesk Internet Workshops) / nee
Support	ja (vorm on kwanton (holpdosk, internet, workshops) / nec
Onmerkingen	GIII: orafisch user interface: TMDI : Total Maximum Daily Limits
opinerkingen	CED: Computational Eluid Dynamics (zie intermezzo)
	Cr. D. Computational Fluid Dynamics (Zie Interniezzo)

Tabel 3.1a	Acroniemen	gebruikt	in de	classificatie	van de	modellen	in '	Tabel	3.1c
140010114		Beer anne .		e moonie acce	, and are	mouten		1 40 01	

3.1.3 Modelinventarisatie

Tabel 3.1bModellen die watertemperatuur beschrijven

	Model Acroniem	Model Naam	Ontwikkelaar/Distributeur	Opmerking
22	CE-QUAL-RIV1	USACE - Quality – Rivers	Water Quality and Contaminant Modelling Branch, Environmental Laboratory, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Vicksburg, MI USA	
29	CE-QUAL-W2	USACE - Quality - 2D	Water Quality and Contaminant Modelling Branch, Environmental Laboratory, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Vicksburg, MI USA	
38	CE-QUAL-ICM	USACE – Integrated Compartment Model	Water Quality and Contaminant Modelling Branch, Environmental Laboratory, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Vicksburg, MI USA	
39	RMA (10)	Resource Management Associates, Inc.	Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Coastal and Hydraulics Laboratory, Vicksburg, Mississippi, USA	
18	WQRRS	opvolger van CE-QUAL-RIV1	US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, Davis, CA, USA	
-	CE-QUAL-R1	USACE – Reservoirs	Water Quality and Contaminant Modelling Branch, Environmental Laboratory, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Vicksburg, MI USA	opgevolgd door WQRRS
19	HEC-5	Simulation of Flood Control and Conservative Systems	US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, Davis, CA, USA	
20	HSPF	Hydrological Simulation Program Fortran	Center for Exposure Assessment Modeling (CEAM), US EPA, USA	
12	QUAL2E	The Enhanced Stream Water Quality Model	Center for Exposure Assessment Modeling (CEAM), US EPA, USA	
37	WASP5/6	Water Quality Analysis Simulation Program	Center for Exposure Assessment Modeling (CEAM), US EPA, USA	
22	RIVMOD-H	River Hydrodynamics Model	U.S. EPA CEAM	

	Model Acroniem	Model Naam	Ontwikkelaar/Distributeur	Opmerking
13	SNTEMP	Stream Network/ Segment Temperature Models	National Biological Service, Fort Collins, CO, USA	
	SSTEMP		In gebruik bij U.S. Fish and Wildlife Service	
			State of Washington, Department of Natural Resources (SWDMR)	
15	TPM	Tidal Prism Model	Virginia Institute of Marine Science School of Marine Science The	
			College of William and Mary Gloucester Point, VA	
0	EFDC	Environmental Fluid Dynamics Computer Code	Tetra Tech Inc. / Virginia Institue of Marine Science (College of William	
			and Mary), VA	
23	MIKE 11	Generalised modelling package -1D –Hydrodynamics	Danisch Hydraulics Institute, Denmark	
28	MIKE 21	Generalised modelling package -2D –Hydrodynamics	Danisch Hydraulics Institute, Denmark	
31	MIKE 3	Generalised modelling package -3D –Hydrodynamics	Danisch Hydraulics Institute, Denmark	
24	SOBEK	1D modelinstrumentarium	WLIDelft Hydraulics, The Netherlands	
32	Delft3D (Flow,	2D-3D modelinstrument voor watervraagstukken	WL/Delft Hydraulics, The Netherlands	
	WAQ en DELPAR)			
-	DELWAQ	Delft Water Quality Model	WLIDelft Hydraulics, The Netherlands	in SOBEK en
				in D3D als
				WAQ
25	DUFLOW	1D modelinstrumentarium	STOWA, Nederland	
-	ZWENDL	1D modelinstrumentarium	Rijkswaterstaat	opgevolgd
				door SOBEK
26	WAQUA	2D hydrodynamica	Rijkswaterstaat, Nederland	
33	TRIWAQ	3D waterbeweging en zout model	Rijkswaterstaat, Nederland	
27	SIMPAR	2D deeltjes model	Rijkswaterstaat, Nederland	
5	POM	Princeton Ocean Model	Princeton University	
34	TELEMAC-3D	LNHE, three-dimensional water quality modelling	Laboratoire National d'Hydraulique et d'Environment, Frankrijk	
49	MIT		Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology,	
			Cambridge, Massachusetts	
50	MITEMP	Mathematical predictive models for cooling ponds and	Ralph M. Parsons Laboratory of Water Resources and Hydrodynamics,	
		lakes	Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology,	
			Cambridge, Massachusetts	
6	CORMIX	Cornell Mixing Zone Model (Expert System)	Cornell University / Oregon Graduate Institute of Science and	
			Techhnology U.S. EPA CEAM	
7	PLUMES	Initial dilution models with two farfield algorithms	Center for Exposure Assessment Modeling (CEAM) USEPA 960 College Station	
	VISUAL PLUME		Road Athens, GA 30605-2700 (706) 546-3549	
9	N3S	Finite element software for simulation of fluid dynamics	Siege social de Simulog, Parijs, Frankrijk	

	Model Acroniem	Model Naam	Ontwikkelaar/Distributeur	Opmerkin	ıg
10	PLUMAC 2.2	Expert system	Antonio Carlos da Fonseca Bragança Pinheiro. School of Engineering - Mackenzie University, São Paulo		
1	PHOENICS	Parabolic Hyperbolic Or Elliptic Numerical Integration Code	CHAM - Limited England		
		Series	General-purpose software package which predicts quantitatively how fluids (air,		
		Computational Fluid Dynamics member	water, steam, oil, blood, etc) flow in and around amoung others lakes, river and		
			oceans		
4	BFHydo	Boundary Fitted Hydrodynamical Model	Applied Science Associates Inc.		
12	GEMSS	Generalised Environmental Modelling System for	J.E. Edinger Associates Inc.		
		Surfacewaters-Hydrodynamic Module			
2	MECCA	Model for Estuarine and Coastal Curculation Assessment	NOAA		
14	WARMF	Watershed Analysis Risk Management Framework	Systech Engineering, Inc. under sponsorship of Electric Power Research Institute		
35	COCIRM-ASL	three-dimensional computer model	ASL Environmental Sciences, British Columbia, Canada		
	FPRAC	Flectric Power Reallocation and Cost model	DBW/Riza Netherlands		
36	ECOMSED	Hydrodynamic and sediment transport model	HydroQual, Inc., 1 New Jersey, USA		
30	WQMAP	Water Quality Mapping and Analysis Package	ASA: Applied Science Associates Inc.		
15	HOTLAKE	Simpel 1D thermisch model	Consulting engineers (Andrej Sirca and Rudi Rajar) and university of Ljubljana Slovenia		
44	PDS	Integraalmodel oppervlaktewaterlozingen van koelwater. Prych, Shirazi en Davis	WL November 1980 Speurwerk Toepassingsmogelijkheden PDS model		
45	Karlsruhe	academisch model			
46	HRS	academisch model			
47	Pritchard	academisch model			
48	PDT-UDT	academisch model			
4	JET3D	3D pluimverspreiding en verdujnning van opdrijvende jets in omgevingswater	WLIDelft Hydraulics, The Netherlands	gekoppeld Delft3D	aan
8	VISJET	3D mathematisch model voor opdrijvende (buoyant) jets van	Honkong University		
		een of meerdere uitstroompoorten in stromend water			
11	FLUENT	Finite element software for simulation of fluid dynamics			
40	RIVTOX	1,2,3D modelling of transport of pollutants in river, lakes and	Nuclear Research & consultancy Group (NRG)		
		coastal areas			
41	COASTOX	1,2,3D modelling of transport of pollutants in river, lakes and	Nuclear Research & consultancy Group (NRG)		
42	THREETOX	1.2.3D modelling of transport of pollutants in river lakes and	Nuclear Research & consultancy Group (NRG)	<u> </u>	
72	TIMELIOA	coastal areas	Nuclear Research & consultancy Group (NRG)		
20	WESTEX	A numerical one-dimensional reservoir thermal model	U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg,		

Tabel 3.1c	Internet link	s van een aantal	modellen
------------	---------------	------------------	----------

Weblinks	Model
http://www.cee.odu.edu/model/	PLUMES, CORMIX,
	HSCTM2D, QUAL EN WASP
http://www.aslenv.com/index.htm	COCIRM-ASL
http://www.simulog.fr/	N3S
http://www.hydroqual.com/hydro/thermal.htm	ECOM
http://www.appsci.com/wqmap/wqmap.htm	WQMAP
http://www.iahr.org	HOTLAKE
http://www.cham.co.uk/phoenics/d_polis/d_info/phover.htmt	PHOENICS
http://www.cee.odu.edu/model/CORMIX.php	CORMIX
http://www.cee.odu.edu/model/plumes.php	PLUMES
http://www.cee.odu.edu/model/visual_plume.php	VISUAL PLUME
http://www.cee.odu.edu/model/qual2eu.php	QUAL2
http://www.cee.odu.edu/model/wasp.php	WASP
http://www.jeeai.com	GEMSS
http://www.hec.usace.army.mil/software	HEC5
http://smig.usgs.gov/SMIG/images	HPSF
http://www.mesc.usgs.gov/products/software/software.asp	SSTEMP
http://www.mesc.usgs.gov/products/software/software.asp	SNTEMP
http://www.wldelft.nl	JET3D
http://www.nrg-nl.com/indexnl.html	RIV-, COAS- en THREE-TOX
http://www.fluent.com/index.htm	FLUENT
http://www.aoe-water.hku.hk/visjet	VISJET

Tabel 3.1dClassificatie van modellen

	Modelnaam	Nivo	Ruimte	Water	Tijd	Field	Cat	Warmte	Toepassingen	Beschikbh.	Ervaring	Doc	Lit.	Jaar	Support	opmerkingen
				Гуре				Nodel					Ref.			
Near	field & Comple	te field		1	T	L .	L .	1	Г		1	1.	L		1	1
0	EFDC	3	3D	r,s,m,e	dynamisch	complete	hyd+wq			prive	+	ja	Hamric	1992		CFD
													k '92			geen GUI
1	PHOENICS	2	3D	r, m, e	dynamisch	complete?	hyd+wq			public?	++			1981		CFD
																turbulentie model
																(open code, eigen
																modules toevoegen
2	MECCA	3	2,3D	r,e	dynamisch	complete				pub	++	ja				
3	BFHydo	3	2,3D	r, s, m, e	dynamisch	complete				prive	0	ja				-
4	JET3D	3	3D	r,m,e	steady state	near				prive	+	ja		1979		in combinatie met
																Delft3D
5	РОМ	3	2,3D	r,s,m,e	dynamisch	complete				pub	+	ja	Blumber	1985		
										Γ			g &			
													Mellor			
-		-	(1.000							-			87			
6	CORMIX	2	(1,2?)3	r,s,m,e	steady state	complete	hyd		++	pub	-	ja	Jirka '96			-
			D										Summer			
													94 Doneker			
													'01			
7	PLUMES	1	3D	rsme	steady state	complete	hvd	_	+			ia	Baumgar			
,	LEWIES		50	1,5.111,0	steady state	complete	nya		1			ja	ter '94			
8	VISJET		2D,3D	r,s.m,e	steady state	complete	hyd	-	+		-	ja	Cheung			ook voor complexe
			· ·	· · ·	5	1	5					ľ	et. al.,			diffuors
													2000			
9	N3S	2	3D	r,m,e	steady state	near	hyd+wq	wb, st	+							CFD
						•										k-ε, complex
																geometrie
10	PLUMAC				steady state	near										
11	FLUENT	2	3D		dynamisch	near	hyd+wq	wg,st	+	prive	+	ja				CFD

	Modelnaam	Nivo	Ruimte	Water Type	Tijd	Field	Cat Wa Mo	armte 🛛 odel	Foepassin	gen Beschik	kbh.	Ervaring	Doc Lit. Ref.	Jaar	Support	opmerkingen
Fa	rfield				•								•			
12	QUAL2E	2	1Dhn	r,s	steady state	far	hyd+wq stroomgebied	wb I		pub	0	ja		Win	waarschij nlijk wel	GEMSS (Edinger and Buchak '85) is hydrodynamisch model gebruikt voor TMDL rivier-segmenten
12	QUAL2E	2	1Dhn	r,s	steady state	far	hyd+wq stroomgebied	wb		pub	0	ja		Win	waarschij nlijk wel	I variaties over de dag GEMSS (Edinger and Buchak '85) is hydrodynamisch model gebruikt voor TMDL rivier-segmenten T variaties over de dag
13	SNTEMP SSTEMP	3	1Dhn	s,r	steady state	far	wb?+wq	wb (dynam sch	+ i	pub			SWDNR '90	DOS 1984		specifiek voor evaluatie van natuurlijke tempertuur in kleine rivieren onder vegetatiedek, gebruik van GIS dag, gem, min, max T
14	WARMF	3	1Dhn	r,s	steady state	far	wb+wq									, , ,
15	TPM	2	1Dh?	Estuaria	steady state	far	hyd (evenwicht) wq	wb	+ tidal creeks				Kuo'88 Kuo'94		ja 1994	specifiek voor situaties waar getij domineert
16	HOTLAKE	2	1Dh	r,m	steady state	far	wb	wb (dynam sch)	o i	prive/univ?			Sirca & Rajar '99	1999		speciaal voor meerdere warmtelozingen achter elkaar in zelfde stromende rivier
17	EPRAC	1	1Dh	r	dynamisch	far	wb+wq	st		RWS			Jaquette & Pulles '82	DOS		optimalisatie opties
18	WQRRS WORRSR		1Dhn 1Dv	Rivier m.res	dynamisch	far	wb+wq stratificatie	wb		pub				DOS	nee	opvolger van CE- OUAL-R1

	Modelnaam	Nivo	Ruimte	Water Type	Tijd	Fie	eld Cat	Warmte Model	Toepas	singen	Beschikl	bh. Ei	rvaring	Doc Lit. Ref	Jaa	r Support	opmerkingen
Fa	rfield			Type				widder						IXCI.			
19	HEC-5Q HEC-5 ¹¹		1D 1D-v (T)	m, res,r	dynami sch	far	rr+wq res. managem.	wb	USA	pub					DOS	nee	onder constructie interessante subrouties WEATHER en HEATX
20	HSPF	3	1Dhn	r?	dynami sch	far	rr stroomgebied	wb		pub					Win		chanel routing niet gebruikersvriendelijk
21	WESTEX	3	1D	res		far		wb?		univ				Fontane, '93	Win		
22	CE-QUAL- Riv1	2	1D-hn	r,s,e	dynami sch	far	hydr+wq	wb	-	pub	-	+	ja	G.H. Ward et. al. '99	DOS		geen GUI, Ascii
22	RIVMOD-H	3	1Dh	r,s	dynami sch					pub	-	-	ja		Win		Screening Model
23	MIKE 11		1Dhn	r,s,e	dynami sch	far	hyd+rr+wb+wq	1	++	prive		+	ja		Win	ja	
24	SOBEK	1	1Dhn			far	hyd+rr+wb+wq	st	++	prive			ja		jaren '90	ja	
25	DUFLOW	1	1Dhn			far	hyd+wq	wb,st	++				ja	Aalderink '96	Win	ja	
26	WAQUA	2	2Dv	r,s,m,e	dynami sch	far	wb, wq	wb,st	++	rws	-	+	ja		<1991	ja	in SIMONA
27	SIMPAR	3	2Dv	r,s,m,e	dynami sch	far deeltjes	hyd		+ WS, NZ,IJ	rws	-	+	ja		jaren '90	ja	in SIMONA wb meestal door WAQUA
28	MIKE 21		2Dh	r,m,e	dynami sch	far	rr+wb+wq		++	prive	-	+	ja		Win	ja	wijd verspreid en geaccepteerd

¹¹ Subroutine WEATHER levert benodigde meteorologische gegevens voor HEC-5Q, subroutine HEATX berekent evenwichtstemperatuur en coëfficiënten voor warmte uitwisseling aan water oppervlak

Q3315

	Modelnaam	Nivo	Ruimte	Water Type	Tijd	Fie	eld Cat	Warmte Model	Toepass	singen	Beschikb	oh. E	rvaring	Doc Lit. Ref.	Jaa	r Suppor	t opmerkingen
Fa	rfield	1		1 3 90				riouer	1		I						
29	CE-QUAL-W2	2	1D, 2D- v	-r,s,m,e	dynami sch	far	hyd+wq	wb		pub	-	ł	ja		DOS		geen GUI, Ascii
30	WQMAP	1	2Dh,3D	r,m,e	dynami sch	far	hyd+wq	st							Win		gebruikersvriendelijk
31	MIKE 3		3D	r,m,e	dynami sch	far	hyd+rr+wb+wq	l	++	prive	-	ł	ja		Win	ja	
32	D3D	1	2,3D	r,s,m,e	dynami sch	far deeltjes	hyd+wq	wb, st	++	prive	-	ł	ja		jaren '90	ja	integratie met TRIWAQ
33	TRIWAQ	2	3D	e,z	dynami sch	far	hyd+wq	wb,st?	+ NW, NZK	rws					±1985	ja	in SIMONA integratie met D3D Flow
34	TELEMAC-3D)	3D	r,m,e	dynami sch	far	hyd+wq			prive				Kopman '2000		ja	
35	COCIRM-ASL	. 1	3D	r,m,e	dynami sch	far	hyd+wq	?	o Canada	prive			?	Jiang '99			hydrodynamic pressure sigma-transform and turbulence parameters
36	ECOMSED ECOMRCA	2	3D	r,s,m,e	dynami sch	far	hyd+wq	wb, st?	+	prive (grati	s)	ł	ja	Blumberg '99	1987 Win	ja	voor eigen consultancy gebruik HydroQual gratis met code beschikbaar
37	WASP6	3	1,2,3D	r,s,m,e	dynami sch	far	wq	geen	USA	prive	-	ł	ja		Win		GUI als DELWAQ met EFDC gekoppelo door Tetra Tech
38	CE-QUAL- ICM	2	1,2,3D	r,s,m,e	dynami sch	far	wq		-		-	ł	ja	Cerco '94	Win		Toolbox waaruit -RIV1 W2 etc afgeleid??
39	RMA (o.a. 10)	1	1D,2Dh 2Dv,3D	,r,m,e	dynami sch		hyd+wq stratiticatie			prive					Win		Grid Generator
40	RIVTOX	2	1D	r,k	dynami sch	far	hyd+wq	wb?		prive							
41	COASTOX	2	2DV	m,e	dynami sch	far	hyd+wq	wb?		prive							
42	THREETOX	2	3D	e	dynami sch	far	hyd+wq	wb?	NW, NL	prive			ja	Margvelash vili et al '97	1997	ja, specifiek	ook voor radionucliden

	Modelnaam	Nivo	Ruimte	Water	Tijd	Fiel	d Cat	Warmte	Toepassingen	Beschikbh.	Ervaring	Doc Lit.	Jaar	Support	opmerkingen	
aci	demisch			Type				wiodei				Kei.				
43	GEPA								univ			Edinger, '72				
44	PDS					near			univ			Paddock, '73	<1980		oud en voorloper v iets anders beperkte mogelijkheden	van in
45	Karlsruhe								univ			McQirk '77 Rastogi '77				
46	HRS								univ			HRS '78				
47	Pritchard								univ			Marmer '77				_
48	PDT-UDT								univ			Koh '77				
49	MIT	3							univ			Octavio, '77 Salhotra, '86	<1977		voorganger MITEMP	?
50	MITMEP	3							univ	2		Octavio, '80	1980		geen informatie internet te vinden	via

3.1.4 Resultaten modelinventarisatie

Een beoordelingsinstrumentarium ten behoeve van warmtelozingen in oppervlaktewater dient onderscheid te maken in een nearfield en farfield gedeelte. In het nearfield dient het instrument de omvang van de verspreidingspluim voor een gekozen limietwaarde te berekenen, bijvoorbeeld de 1 of de 3°C contour. Daarbij hoeft vanwege de korte verspreidingstijd geen rekening te worden gehouden met afkoeling. De berekening kan stationair zijn. Berekeningen voor het farfield dienen naast stroming ook expliciet rekening te houden met warmte overdrachtprocessen en dienen dynamisch te zijn. Daarbij moet een de keuze gemaakt worden tussen een afkoelingsmodel en een volledig warmtebalansmodel.

Het aantal modellen dat claimt de verspreiding van warmte c.q. de temperatuur en achtergrond temperatuur te modelleren is met een totaal van 50 groter dan het op voorhand verwachte aantal van 20. Het blijkt onmogelijk om binnen de beschikbare studietijd van alle modellen de gewenste informatie te verzamelen.

Er zijn 8 modellen die vallen in categorie 'academisch', deze modellen zijn alleen qua rekenmethodiek mogelijk bruikbaar. Met namen de referenties voor GEPA en MIT/MITTEMP zijn voor wat betreft warmtemodellering relevant (Edinger, 1972 en Octavio, 1980).

Nearfield

Er zijn 10 modellen gevonden die de nearfield pluimverspreiding van warmte beschrijven. CORMIX heeft kenmerken van een expert systeem omdat het model de resultaten van gemeten en gemodelleerde pluimverspreiding voor bepaalde klassen van diffusors opgeslagen heeft. De overige modellen berekenen de pluimkarakteristieken. Zo'n berekening kan analytisch (VISJET, JET3D, PLUMES) of numeriek via Computational Fluid Dynamcics (zie CFD intermezzo) door modellen als PHOENICS, FLUENT, N3S, EFDC. Van genoemde modellen beschrijven de meeste naast het nearfield ook het farfield.

Een aantal van deze modellen wordt veel gebruikt, zo zijn van CORMIX veel applicaties en evaluaties bekend (bijvoorbeeld Bijvelds (1995), Stortelder, 1996, Schreiner et al., 2002). Verderop in deze paragraaf zijn de resultaten van een CORMIX studie in Nederland (Stortelder, 1996) samengevat.

Toepassingen van verschillende modellen op dezelfde veldsituatie zijn schaars In de literatuur. Pinheiro (1998) vergelijkt beknopt het gedrag van CORMIX, PLUMES en PHOENICS voor een diffusor lozing in stilstaand water. CORMIX en PLUMAC (door Pinheiro ook tot expert systeem gerekend) presteren gelijkwaardig maar verschillen van de PHOENICS resultaten. PHOENICS berekent een grotere dispersie en dus een grotere verspreiding. In principe hebben de CFD modellen de potentie om nauwkeuriger te zijn dan analytische modellen. Helaas zijn de noodzakelijke controle mogelijkheden om de prestaties te beoordelen schaars.

Van de tien geïnventariseerde nearfield modellen zijn de analytische/stationaire modellen het meest geschikt voor eenvoudige toepassing, te weten, CORMIX, JET3D, VISJET en PLUMAC.

De mate waarin een dergelijk model aan een farfield model gekoppeld kan worden kan een rol spelen bij de keuze. In ieder geval zijn genoemde vier modellen te koppelen aan DELFT3D en WAQUA. Dit biedt vooral voordelen in situaties waarin 3D aspecten van belang zijn. Een ingewikkelde farfield geometrie is onder andere niet door te rekenen met CORMIX of PLUMES, maar wel met DELFT3D of WAQUA.

Nederlandse ervaring met Cormix (bron Stortelder, 1996)

CORMIX (Doneker and Jirka, 2001) staat voor "The Cornell Mixing Zone Expert System" en is een USEPA goedgekeurd beslissingsondersteunend (expert) systeem voor milieu effect rapportage van mengzones als gevolg van lozingen. CORMIX onderscheidt aparte modules voor onderwaterlozingen met diffusors (enkele en multi-openingen) en oppervlaktewaterlozingen. CORMIX bestaat uit een uitgebreid classificatiesysteem om gegeven een combinatie van lozing en ontvangend water, het bijbehorende stroombeelden met specifieke hydrodynamische eigenschappen af te leiden. Het model rekent stationair en legt de nadruk op het nearfield gedrag van de lozing en de interactie van de pluim met de bodem of de oever etc. ("boundary interaction"). Zie de beschrijving van het nearfield gedrag in hoofdstuk 2.3 van dit rapport.

Summer (1994) vergelijkt cormix model resultaten met metingen die bij in het stromingslaboratorium van WL verricht zijn.

In Nederland zijn met CORMIX drie veldstudies uitgevoerd voor de Gelderland centrale, de Amercentrale en de Maascentrale. Het model blijkt de pluimverspreiding in rivieren goed te beschrijven. In complexe situaties zoals bij de Amercentrale (getij invloed in bepaalde omstandigheden) neemt de onnauwkeurigheid toe. Het model is minder geschikt voor stilstaand water en verwacht wordt dat ook resultaten voor situaties met lage stroomsnelheden minder nauwkeurig zijn. De ervaring leert dat het verzamelen, afleiden en invoeren van de gegevens de meeste tijd kost. Per locatie is 1 à 2 weken nodig om een redelijk beeld van de situatie te verkrijgen.

In het geval van de Maascentrale is op de meetdag het nearfield qua omvang beperkt, het Maasdebiet was laag (55m³/s) en de temperatuur van het koelwater hoog waardoor binnen 80m na het lozingspunt de pluim over de volledige breedte van de Maas op het Maaswater drijft (2.5m dikke pluim). In het farfield (vanaf 80m) mengt de pluim alleen nog via turbulente diffusie met het ontvangende water, onder gegeven omstandigheden een traag proces zodat na 1000m de pluim slechts 4cm dikker is geworden. Het farfield resultaat van CORMIX blijkt zeer ongevoelig voor debiet, bochtigheid en ruwheid van de rivier. In feite is het model niet geschikt voor de situatie waarin het lozingsdebiet zo groot is t.o.v. het debiet van de rivier.

Bij de Gelderland centrale is de invloed van de lozing (gemeten in 1968!) van $24m^3$ /s op een Waaldebiet van 1480 m³/s (stroomsnelheid 1.05m/s, diepte 5.5m, breedte 265m) gering. De mengzone voor de 1°C contour is een pluim van 750m lang met een maximale breedte van 50m (minder dan 20% breedte van de rivier). Na 10km is de temperatuur in het hart van de pluim nog 0.3°C hoger dan de achtergrondtemperatuur.

Bij de Amercentrale is door de invloed van eb en vloed de stromingssituatie in de Amer niet stationair. De pluim wordt zowel boven- als benedenstrooms van het lozingspuntverspreid.

De vergelijking van CORMIX met metingen (Thermisch Infrarood uit een vliegtuig en veldwaarneming vanuit een schip) leert dat het model voor stilstaand water onnauwkeurig is, hoewel globaal het patroon overeenstemt. Voor stroomsnelheden groter dan 0.2 m/s bestaat goede overeenkomst met de metingen.

Het rapport bevat geen ervaring met CORMIX voor kleinere warmtelozingen. Bijvelds (1995) bestudeert CORMIX in combinatie met TRISULA (het latere DELFT3D).

Farfield

De grootste hoeveelheid modellen is gevonden voor het farfield (30). In principe zijn voor alle watersystemen modellen beschikbaar (rivier, kanaal, stroompje, meer, reservoir en estuarium).

Van de 5 steady-state modellen in het farfield zijn QUAL2E en HOTLAKE mogelijk interessant als 'screening' modellen. TPM is een eenvoudig model voor water onder invloed van getij en SNTEMP en SSTEMP zijn specifiek voor natuurlijke achtergrond temperatuur in kleine stroompjes. De details van de warmtebalans formuleringen van deze vier modellen is niet verder onderzocht.

De overige farfield modellen zijn dynamisch voor wat betreft de hydrodynamica en de warmtebalans. Het aantal 2- en 3D toepassingen is ongeveer even groot (± 7 elk) en er zijn iets meer 1D (± 10) modellen gevonden. Een deel van de 1D applicaties beschrijft de een deel van de hydrologische cyclus (regenval, afstroming) in een stroomgebied, voor dit soort modellen is de waterbalans van het ontvangende oppervlaktewater een invoergegeven.

Ondanks het grote aantal farfield modellen lijkt het niet waarschijnlijk dat de Nederlandse waterbeheerders een apart modelinstrumentarium specifiek voor de warmteproblematiek zullen gaan gebruiken. De modellen die momenteel in gebruik zijn (Delft3D, DUFLOW, SOBEK, WAQUA) worden door beheerders nl. ook voor waterkwaliteit en ecologie ingezet. Een breed inzetbaar instrumentatrium verdient om die reden de voorkeur (zo wordt Delft3D in Engeland door grote elektriciteitsmaatschappijen als National Power en PowerGen geprefereerd vanwege de mogelijkheid ook waterkwaliteit te berekenen). Om deze inventarisatie is daarom wat meer aandacht aan in Nederland bekende modelsystemen geschonken.

Van de in Nederland en Europa bekende modelsystemen voor 1D (DUFLOW, SOBEK, Mike11) en 2D (WAQUA, Mike21, Delft3D) en 3D (Mike 3, Delft3D, Telemac-3D, THREETOX) zijn de gebruikte formuleringen voor de warmtebalans voor Mike en Telemac niet bekend.

Een goed en uitgebreid overzicht van de eigenschappen van de 3D modellen (Ecom, Mike3, Delft3D, Telemac 3D, WQMAP en EFDC) is gegeven in Tetra Tech, 2000. Bij de keuze van een 3D model is de manier waarop turbulentie gemodelleerd wordt essentieel. De details van turbulentie modellen van de 3D modellen vallen echter buiten de reikwijdte van deze inventarisatie.

De Amerikaanse modellen kunnen ingedeeld worden naar oorsprong: US Army Corps of Engineers (USACE) en Environmental Protection Agency (EPA). De modellen CE-QUAL-W2 en QUAL2E zijn vertegenwoordigers van beide scholen en hebben documentatie waarin de formuleringen voor warmtebalans goed beschreven staan. Als derde Amerikaanse vertegenwoordiger komt ECOMSED naar voren, de documentatie is goed (Ahsan en Blumberg, 1999) en de code is vrij beschikbaar.

Ten slotte wordt bij het model HEC melding gemaakt van twee routines die meteorologische gegevens analyseren (WEATHER) en evenwichtstemperatuur berekenen (HEATX). Deze modules worden in een aantal andere modellen (HEC-5Q, WQRRS) en zijn daardoor mogelijk interessant.

Intermezzo CFD

Het vakgebied van de numerieke stromingsleer (in het Engels "Computational Fluid Dynamics", CFD) is omvangrijk: van langzaam kruipende zeer viskeuze stromingen tot samendrukbare "hoge snelheids" aërodynamica. Voor ieder type probleem werd daarom in het verleden aparte software ontwikkeld, in de jaren tachtig verschenen de eerste algemene pakketten (zie tabel 3.1, FLUENT, EFDC, PHOENICS, N3S).

Stromingsleer programma's voor water en lucht gaan bijna altijd uit van de Navier-Stokes vergelijkingen aangevuld met een continuïteitsvergelijking en, eventueel, met warmte transportvergelijkingen. Het geheel vormt een stelsel van niet-lineaire gekoppelde differentiaal vergelijkingen dat opgelost moet worden.

In het geval van laminaire stromingen zijn de verkregen oplossingen redelijk tot zeer nauwkeurig. Zodra er echter sprake is van turbulentie zijn ook de meest krachtige computers vandaag de dag niet in staat om zonder een turbulentiemodel een stroming te simuleren. Slechts in enkele, geometrisch zeer simpele, gevallen is dat wel mogelijk; in dat geval spreekt men van Direct Numerical Simulation (DNS). De resultaten van dergelijke simulaties worden gebruikt ter vervolmaking van turbulentie modellen

Het te gebruiken type turbulentie model hangt af van het probleem. Los van enkele situaties waarbij uit metingen de voor de turbulentie belangrijke grootheid de "karakteristieke turbulente lengteschaal" kent, is men aangewezen op modellen waarbij minimaal de turbulente kinetische energie k en dissipatie ε afgeschat worden. Mogelijke keuzes zijn in hoofdzaak gebaseerd op isotropie of an-isotropie (in een ondiep meer zijn de kleine wervelingen in de verticaal isotroop terwijl de grote wervelingen in de horizontaal an-isotroop zijn):

- het isotrope standaard k-ε model of
- de moderne an-isotrope niet-lineaire varianten of
- op basis van 6 transport vergelijkingen voor de Reynolds-spanningen (de zogenaamde "full Reynolds Stress Models" (RSM)

Het is opvallend dat het "standaard" k- ε model en het "betere" RSM-model beiden in het begin van de zeventiger jaren ontwikkeld zijn, echter aangezien RSM-modellen zelden betere resultaten geleverd hebben worden vandaag de dag de *k*- ε modellen nog steeds het meest gebruikt.

3.2 Literatuur inventarisatie

3.2. I Aanpak

Er is een zogenaamde *bulklijst* samengesteld van alle referenties die werkend vanuit de hieronder genoemde startpunten gevonden worden. Aan een beperkt aantal referenties uit deze bulklijst (ordegrootte 50-75) is vervolgens prioriteit gegeven. Het accent lag op referenties die lijnvormige, stromende, oppervlaktewateren en meren beschrijven én op referenties die warmtebalansen beschrijven.

Literatuurinventarisatie kende de volgende beginpunten:

- de bij WL aanwezige rapporten van uitgevoerde studies naar koelwater en warmtelozingen;
- de bij de implementatie van warmtemodellen in de verspreidingsmodellen van WL gebruikte literatuur referenties. In Delft3D zijn bijvoorbeeld vier warmtebalansmodellen en een afkoelingsmodel (surplus temperatuur) geïmplementeerd;
- artikelen en rapporten aanwezig bij de leden van de begeleidingsgroep voor zover niet aanwezig bij WL;
- referenties uit de handleidingen en artikelen rond het programma CORMIX (Jirka et. al. 1996) en de MIKE systemen; en
- recente, praktisch relevante, internationale, wetenschappelijke literatuur met een duidelijke toegevoegde waarde op het gebied van rekenmethodieken.

De volgende 27 referenties betreffen 'eigen' WL | Delft Hydraulics rapporten en publicaties over warmte in oppervlaktewater:

Baptist (1998b), Berkhoff and Eysink (1969), Dedden (1984), Delvigne en Karelse en Vreugdenhil (1974), Delvigne (1992, 1995, 1998), Delvigne and Hulsen (1992), Delvigne and Karelse (1998), Eysink (1971, 1972, 1975), de Goede (1997), Hoogendoorn (1980, 1983), van der Kaaij (1991), Minns (2001), de Ridder (1989a, 1989b), de Ridder and van der Veen, (1989), Svensson and Bijker (1951), Uittenbogaard and van Kester (1996), Winterwerp (1986), WL | Delft Hydraulics, 1986, 1987, 1993 en 2001.

3.2.2 Leeswijzer

De volgende legenda is gebruikt bij de classificatie van de literatuur in Tabel 3.2.

^a Model

De naam of acroniem tussen haakjes legt de link met de geïnventariseerde modellen in deze studie (met namen Tabel 3.1d). Het achtervoegsel 'mv' is een ge**m**odificeerde versie gepresenteerd door de auteur. Als er geen verdere indicatie is toegevoegd betreft het een algemene formulering of modelstudie zonder specifieke modellen.

^b Study Types / Soorten Studies:

- Wr Water recirculatie (Electriciteits Centrales, ontziltings installaties en gasfabrieken/LNG Plants) etc ...)
- IO Inname en Outfall ontwerp
- Td Temperatuur verdeling, b.v. MER studies (pre-operational studies for EIA)
- Ts Thermische stratificatie
- Ma Model toepassing
- Md Model beschrijving (warmte/temperatuur)
- Mc Model vergelijking
- Me Model evaluatie
- Mr Modellen overzicht en review
- E Milieu Effect Rapportage / Environmental Impact Assessment (EIA) warmte lozingen
- D Data analyse
- F Formuleringen, overzicht van
- G Algemene concepten (theoretische verhandeling)
- Lr Literatuur Review
- R Reguleringen voor effluent emissies in Nederland

^c Water body / Water lichamen:

- k kanaal (c channel)
- r rivier
- p pond, meertje, plas
- m meer (1 lake)
- b baai
- e estuarium
- z zee (s sea)
- o oceaan
- g algemeen (alle soorten water of de studie geeft geen specifieke informatie b.v. een overzicht van algemene formuleringen die op elk type water toegepast kan worden.

PS: Als een studie geheel in een gecontroleerde omgeving is uitgevoerd (b.v. een laboratorium of een koelmeer) maar de resultaten (formuleringen) zijn bedoeld voor of toepasbaar op een ander water(en) dan krijgt de studie de classificatie volgens die toepassing en niet van het water waar de studie feitelijk uitgevoerd werd.

^d Study extent / Nivo van de studie :

- G algemeen overzicht van het onderwerp
- A toepassing van concepten en bestaande formuleringen (modellen)
- S specifieke concepten en/of formuleringen, beschrijvingen (specifieke informatie over parameters).

^e Geographic Application / Geografische Toepassing

NL	—	Nederlands
EU	_	Europa
Non-EU	_	Buiten Europa
WD	_	Wereldwijd
GI	_	Niet afhankelijk van geografische positie

^f Spatial range / Ruimtelijke dimensie (zie ook paragraaf 2.3)

<u>Nearfield</u> - heeft betrekking op het gedeelte van het water, dicht bij de lozing of lozingspijp, waar de karakteristieken van de jet (vorm, uitstroomrichting en -snelheid) mede de snelheids- en dichtheidsverschillen in de initiële mengzone bepalen.

<u>Farfield</u> - heeft betrekking op het gedeelte van het water dat verder van de lozing verwijderd is waardoor de karakteristieken van de jet niet meer van belang zijn voor de verspreiding van warmte. Verspreiding vindt in het farfield plaats door mengprocessen bepaald door stroming en (turbulente)dispersie in het ontvangende oppervlaktewater.

<u>Complete-field</u> – deze nomenclatuur is gebruikt om modellen aan te duiden die zowel nearals farfield behandelen.

3.2.3 Literatuurinventarisatie

Tabel 3.2Classificatie van literatuur

		Model ^a		Study	Water	Water Study	Geographic	Spatial	Keywords	Remarks
		Surplus Temp	Heat Balance	type ^b	body ^c	Extent ^d	Application ^e	range ^f		
1.	Adelaja & Adams (1990)	-	Regional (MITEM)	Md, Mc	1	A, S	Non-EU	Nearfield	MIT; USA; Mount Storm lake	Comp. of MITEMP with an <i>ad hoc</i> 0-D water-energy balance model and NARES (2D-model)
2.	Adams et al (1980)	Regional (MITEMP)	-	Md	р	S	GI	Complete- field	Pond, MITEMP, analytical model, steady-state	Shallow, vertically mixed cooling ponds, linearized surf. heat transfer (equil. temp.) - based on Edinger (1965)
3.	Aalderink (1996)	-	Local (DUFLOW)	Md, Me, F,G	g	G	GI	Farfield	Process description of DUFLOW, text book	Example of application for channesls with field data
4.	Baptist (1998a)	-	-	E, Me	e, z	S, A	NL, EU	-	EIA, cooling water, NL-UK, power plant	Assessment of the effect of cooling water in vicinity of power plants in EU
5.	Baptist (1998b)	-	-	Е	e, z	S, A	NL, EU	-	EIA, cooling water, NL-UK, power plant	Review of six EIA on cooling water discharges
6.	Blumberg & Goodrich (1990)	-	-	Md, G, Td	b	S, A	Non-EU	-	Destratification	Hydrodynamic model for Cheasapeak Bay
7.	Bijvelds (1995)	Regional (Delft3D)	-	Me, Md, G, Td	l, e, b, p, z , o	S, A	GI	Farfield	Flow field, Temp. distrib., 3D model	CORMIX applied for nearfield
8.	Bormans & Webster (1998)	-	Regional (POM mv)	Ma, Ts,	r	S, A	Non-EU	Complete- field	POM, lowland rivers, temperature stratification	Net heat flux inferred form radiative, sensible, and evaporative fluxes
9.	Bowie <i>et al</i> (1985)	-	-	F, G	G	S	GI	-	Surf. water quality modelling, formulations	Basic study for heat budget modelling (modelling formulations)
10.	Breemen & Kok (1980)	-	Regional	Md, Ts	1	S, A	NL , WD	-	1D model; water stratification	Formulations covering vertical stratification

11.	Brocard and Murthy	Local	-	Md, Wr,	e	S, A	Non-EU	Farfield	Hong Kong; finite	A physical model was build for the
	(1985)	(DISPER)		Td, D					elements model	near-filed.
12.	Chapra (1997)	-	-	G, F	g	G	WD	-	Surface Water-	Theoretical concepts of heat budget
									Quality Modelling	and temp. modelling
13.	Commissie	-	-	G	g	G	NL	-	Warmtelozing,	Article discussing the problem of
	Koelwaternormen								Toekomst probleem	cooling water disposal in a future
	(1976)									setting
14.	Deas (2000)	-	-	Mr, G	g	G	Non -EU	Complete-	Water temperature,	Basic literature for both theoretical
								field	modelling review	and model overview
15.	Dedden (1984)	-	-	F, IO,	r,l,e,s	G	GI, NL	Nearfield	Initial mixing,	Comparison of diffuser design in
				Lr					diffuser	the Dutch situation
16.	Delvigne (1992)	Regional	-	Wr, Ma,	k, r	S, A	Non_EU	Complete-	2D model, LNG	Excess temp. due to solar radiation
		(DISTRO)						field	power plant	and cooling water discharge
17.	Delvigne (1999)	Regional	-	Wr, Me,	l, e, b,	S, A	Non_EU	Near- en	2D/3D modeling	2D/3D thermal and saline
		(Delft3D)		IO	p, z , o			farfield	Desalination plant,	recirculation study
					-				Alba Calciner	
18.	Delvigne & Hulsen,	-	Regional	Wr, T,	b	А	Non-EU	Nearfield	Koelwaterrecirculati	Rainfall accounted in temperature
	(1992)		(DISTRO)	D					e; Kalimantan	predictions
10		T 1		261	1 1		ЧФ	NT C 11	(Indonesia)	N 111
19.	Doneker, & Jirka	Local	-	Md,	k, r, l,	S	WD	Nearfield	CORMIX, mixing	Model description
	(2001)	(CORMIX)			e, b				zone, wastewater	
20.	Dunn <i>et al</i> (1975)	Regional	-	Mr, Md,	l,p	S,A	WD	Near and	Model review,	32 models presented, but 11 deeply
				Me, G				complete-	surface thermal	reviewed – emphasis in models for
								field	plumes	Great Lakes (US)
21.	Edinger et al (1972)	Regional	-	Md, F	p, 1	S	WD	Complete-	GEPA, cooling	GEPA - Generic Emergency
		(GEPA)						field	pond, excess	Cooling Pond Analysis; sub-
									temper.	models METMIN and HYETA
22.	Edinger, & Geyer	-	Global	G	g	G, S	GI	-	Heat exchange,	Basic literature reference on heat
	(1965)								cooling water	exchange
23	Edinger & Buchak	-	-	Md, Me	p, e	S, A	Non-EU	Complete-	Reservoir model	Reservoir hydrodynamic model,
	(1983)							field		LAEM - LARM for estuaries
24.	Findikakis & Law	-	Regional	F, Md,	1	S	GI	Complete-	Reservoir, 1D	MIT reservoir model modified by
	(1999)		(MIT-mv)	Ts				field	model	the author

25	Graves & Geyer	-	-	G	р	G	WD	Complete-	Temperature	Prediction of intake temp.,
	(1973)							field	model, cooling pond	formulation based on least-square
										regression system
26.	Gil (1982)	-	-	G	0	G	WD	Complete-	Atmosphere-Ocean	Basic ref. for large water-bodies
								field	Dynamics	heat-budget models, using the
										Earth's inclination (lat/lon) to
										compute net solar radiation
27.	Harlemn et al (1973)	-	Regional	Md, Me	r, e	A,S	Non-EU	Nearfield	MIT; USA; 1D	A steady-stare model and a
									model; thermal	modeified version of Dailey &
									discharges	Harleman (1972) WQ-model
28.	Hoogendoorn (1983)	-	-	Td, F,	k,r,p,m	S,G	GI	Nearfield	Fysical behaviour of	simple relations of plume
				Lr					heat disposal	dimensions
29.	HRS (1978)	-	Regional	Md, Me,	e, z	S, A	EU	Far –field	2D heat model,	Sizewell Power station study
			(HRS)	F, Td					background temp.	
30.	Johnson et al (1991)	Regional	-	Md	b	S, A	Non-EU	Complete-	Chesapeak Bay, 3D	Users-guide for Chesapeake Bay
		(CH3-WES)						field	hydrod. model,	3D hydrodynamic model
									temp. and salinity	
31.	Kim & Chapra (1997)	-	Regional	Md, Me,	r	S, A	Non-EU	Complete-	1D, heat transport	Includes rain falling term and bed
			(no name)	Ma, Mr,				field	model, highly	heat conduction
				F					transient flows	
32.	Koh (1970)	Regional		F, G	l, r, e	S, A	WD	Nearfield	Temp. models,	Covering many variety of
		(PDT –	-						heated water	discharge/plume types and related
		UTD)							discharges	equations.
33	Marmer & Policastro	Local	-	Wr Me	r	S A	Non-FU	Nearfield	Hydrothermal	Surface discharge model
	(1077)	(Pritchard)		···, me,	1	5,11		rteurneite	modelling, nuclear	gg
	(1)//)	(Tritenard)							power plant	
34.	Martin (1986)	Local	-	Md	k. r	S	Non-EU	Nearfield	1D model, steady	Equilibrium temperature approach
					,				state, rivers	– Edinger (1974)
35.	Minns (2001)	Local	-	Wr, Ma	b, e, r	S, A	Non-EU	Nearfield	Tahaddad Power	CORMIX combined with expert
		(CORMIX)							Plant, Marrocco	opinion. Model limitations are
										underlined and adapted to the study
36.	McQirk & Rodi	Regional	-	F, Md	k, r	S	WD	Nearfield	2D, depth-average,	Karlsruhe model – analysis in Rodi
	(1977)	(Karlsruhe)							side discharge, open	(1980)l; tested only in lab. Idealised
									channels	conditions

37.	Octavio et al (1980)	-	Regional	Md, Me	р	S	GI	Complete-	Pond, MITEMP,	Short wave solar radiation as an
			(MITEMP)					field	manual	input parameter
38.	Octavio et al (1977)	-	Regional	G, F,	l, p	S, A	WD	Complete-	Vertical heat	MIT Reservoir Model - modified
			(MIT mv)	Me				field	transport, lakes	for iterative heating-wind
			,							procedure
39.	Paddock et al (19 73)	Local	-	Me, Mc,	k, r, l ,	S, A	WD	Near- field	Surface thermal	4 analytical models analysed:
		(see		Ma	e, z				discharges,	Motz-Benedict, Stolzenbach-
		remarks)							predictive models,	Harlerman, Prych (PDS), Pritchard
									temp. measur.	
40.	Pinheiro & Ortiz	Local	-	Me, Mc	l, p	S, A	WD	Near- field	Model comparative	CORMIX comparative analysis
	(1999)	(CORMIX)							analysis, still-water	with PLUMAC2.2 (Brazil) and
									reservoirs	PHOENIX (UK) models.
41.	Rastogi & Rodi	Regional	-	F, Md	k, r	S	WD	Nearfield	2D/3D model,	Karlsruhe model – analysis in Rodi
	(1977)	(Karlsruhe)							parabolic flows,	(1980)l; tested only in lab. idealised
									heat transfer, K- <u></u>	conditions
									model	
42.	Rodi (1980)	Regional	-	Mr, Mc,	r, l, e	G	WD	Complete-	Model s review;	8 of the 13 models analysed are
				Lr				field	heat dissipation	present in Dunn et al (1975)
43.	Rodi (1984)	-	-	Mr, Md,	g	S, A	WD	Near-filed	Turbulence models	Basic reference for turbulent
				G					(K- <u></u> e), hydraulics	models. State-of-the-art review
										(basis for mass-heat transport)
44.	Saft (1996)	-	-	R	g	G	NL	-	RIZA, Wvo-	Regulation for heat disposal in the
									vergunningen	Dutch waters
45.	Salhotra et al (1986)	-	Regional	Md, Me,	1	S, A	Non-EU	Complete-	Model, evap.,	MIT coupled heat-salt water
			(MIT mv)	Ma				field	stratification,	balance model; applied in the Dead
			. , ,						terminal lakes	Sea
46.	Schreiner et al (2002)	Local	-	Me	r, e, b	S, A	Non-EU	Nearfield	CORMIX, power	Sensitivity analysis presenting
		(CORMIX)							plants, thermal	important limitations of the model
									discharges	
47.	Shanahan (1985)	-	-	G, F	g	S	GI	Near- and	Modelling; water	Review of techniques for
								farfield	temperature; US-	computation of water temp. in
									EPA	surface waters (practical guide)
48.	Silva & Postma	-	-	Md, G	k, r, l	S, A	NL	Complete	MODQUAL, WQ	Refer. For WQ in NL – not related
	(1987)							field	modelling in NL	to heat.

juni 2003

49.	Sirca & Rajar (1999)	-	Regional	Md. Me	l, r	S, A	EU	Complete-	1D thermal model,	Excess temp. due to solar radiation;
			(HOT-					field	reservoirs,	reservoirs of run-off-river hydro
			LAKE)							power plants
50.	Summer (1994)	Local	-	Md, Me	k, r, l,	S, A	NL	Nearfield	CORMIX, WL,	Buoyant surface discharges,
		(CORMIX)			e, b				surface discharges	CORMIX against laboratory data
										in Delft Hydraulics
51.	Sweers (1976)	-	-	F, Lr, G,	k, r, l	S	NL	-	Heat-exchange	Basic ref. for heat-exchange
				D					coefficient, wind,	coefficient at air-water interface.
									heat budget	Applied in surplus temp. routines
										(e.g. Delft3D)
52.	Sweers (1974)	-	-	F, G	k, r, l	S	WD	Complete	Air-water heat	Heat-wave and natural temp.
								field	exchange coeff.	methods; no analysis of individual
										heat budget terms
53.	Violet (1981)	-	-	Md, Td	k, l	S	GI	Nearfield	K- <mark>ε</mark> model, buoyant	Hyd. model with thermal effect
									flows, turbulent heat	incorporated in the turbulence term
54.	Wemelsfelder (1968)	-	-	G, F	r, l, p	G	NL	-	Cooling water	Basic reference for NL; Discussion
									discharges,	upon the increasing energy demand
									electrical power	and future water resource needs for
									plants	cooling purposes in NL.
55.	Wiggers et al (1998)	-	-	F, G	g	G	GI, NL	Farfield	Processes in the	Comparison of heat-exchange
									water environment	coefficients (NL situation)
56.	Winterwerp (1986)			Td, F, G	k,r,p,l	S,G	NL	Farfield	Physical behaviour	Rule-of-thumbs of dispersion;
									of heat disposal	Importance in farfield in NL
57.	WL Delft Hydraulics	Delft3D-	Delft3D-	G, Md,	g	S, G	GI, NL	Near- and	Manual, Delft3D-	Five model formulations: 4 heat
	(2001)	FLOW	FLOW	F				farfield	Flow	bal. and 1 surplus temperature -
						~				based on Sweers (1965)
58.	Zitta & Douglas	-	-	F	r, l, e, z	G	WD	Farfield	Heat dispersion,	Theoretical concepts and
	(1975)								estuary, physical	formulations on heat dispersion for
									model	modelling

3.2.4 Resultaten van de literatuurinventarisatie

Nearfield

Uit de literatuurinventarisatie volgen vele verwijzingen naar literatuur over nearfield modellen. De inventarisatie door Hoogendoorn (1983) en Dedden (1983) zijn de basis voor de in § 2.3.1 en 2.3.2 beschreven aspecten van nearfield verspreiding. Uit de inventarisatie is echter niet zonder extra inspanning een eenduidige conclusie over de kwaliteit en toepasbaarheid van deze methodieken en modellen te verkrijgen.

Farfield

De inventarisatie voor wat betreft het farfield is gericht op de toepassingen van warmtebalansmodellen en afkoelingsmodellen. Gezien het verschil in formuleringen en de onduidelijkheid over de verschillen zijn deze formuleringen in meer detail uitgewerkt en beschreven in paragraaf 3.3.

Van de 100 referenties die zijn geselecteerd op basis van hun titel (de bulklijst) zijn er in ongeveer 60 'gescreend' en geclassificeerd in Tabel 3.2. De classificatie is zo opgezet dat eenvoudig de gewenste selectie van referenties te maken is. De gebruikte indeling in 'study type' is zeer bruikbaar, ook in combinatie met de 'remarks' en 'keywords'.

Er zijn 22 referenties gevonden die op de een of andere manier betrekking hebben op afkoelingsmodellen of formuleringen voor afkoeling. Er zijn 15 referenties gevonden die betrekking hebben op de volledige warmtebalans. De bruikbaarheid van veel van deze referenties is echter beperkt omdat vaak gebruik gemaakt wordt van *lineariseren*.

Gil (1982) en Bowen (1926) zijn de standaard werken waar de meeste modellen en referenties naar lijken te verwijzen als het gaat oom met meteorologische relaties.

Edinger, & Geyer (1965), Edinger et. al, 1974, Ryan and Harleman, 1973, Sweers (1976), Wemelsfelder (1968) en Zimmerman (1974) zijn de standaard werken voor wat betreft afkoeling en warmtebalansen. Andere bruikbare werken op dit gebied zijn Bowie et al (1985), Ahsan and Blumerg (1999), Brady et al., 1969. Het beste en meest recente review artikel is Shanahan, 1985.

3.3 Formuleringen

Deze paragraaf geeft een detailoverzicht van formuleringen van warmteuitwisseling met atmosfeer. Een dergelijk overzicht is nodig omdat verschillende modellen ogenschijnlijk verschillende formuleringen voor de warmteuitwisseling met de atmosfeer gebruiken. Het is daarbij niet direct duidelijk of de formuleringen daadwerkelijk verschillen en wat de bron van de formulering(en) is.

In deze studie zijn rekenmethodieken in twee categorieën ingedeeld: warmtebalans- en afkoelingsmodellen. Uiteraard zijn er tussenvormen denkbaar, zo geven Edinger en Geyer (1965) een empirische relatie voor de evenwichtstemperatuur op basis van globale straling. Anderen (Aalderink, 1996) beschouwen deze 'vereenvoudigde' warmtebalans benadering als een apart type model.

In deze studie wordt deze benadering als afkoelingsmodel geclassificeerd met de opmerking erbij dat er een schattingsmethode voor de evenwichtstemperatuur op basis van globale straling gebruikt wordt.

3.3.1 Warmtebalansmodel

Kortgolvige instraling, q_{sc}

Clear-sky straling (zonder wolken) is een functie van de instralingshoek van de zon die bepaald is door breedtegraad, tijd van het jaar (dagnummer) en uur van de dag (zie Figuur 3.2). Formuleringen voor de clear-sky straling zijn uit diverse bronnen beschikbaar (Brock, 1981, Gill, 1982, Thackston, 1974 en Rosati en Miyakoda, 1988). In dit onderzoek zijn genoemde referenties niet met elkaar vergeleken. Een bruikbare Nederlandstalige beschrijving is te vinden in Ludikhuize, 1996).

De clear-sky instraling wordt voor een positieve instralingshoek, γ als volgt uit de zonneconstante berekend (zie ook Figuur 3.2):

$$q_{sc} = 0.76 \times S \times \sin(\gamma)$$
 vlg. 5

De waarde 0.76 (Gill, 1982) is empirisch, Ludikhuize (1996) rapporteert 0.68. Deze waarden weerspiegelen de gemiddelde condities van een onbewolkte atmosfeer, onder bijzondere omstandigheden kan 'hoge mist' (Locher, 1981), nevels of stof (door vervuiling) voor grote afwijkingen zorgen. Voor berekeningen in situaties die afwijken van gemiddelde atmosferische condities wordt verwezen naar Wunderlich, 1972.

Het terugrekenen van bewolkingsgraad op basis van berekende en gemeten instraling is niet aan te bevelen. Wells et al 1982 waarschuwen voor het gebruik van berekende q_{sc} op uurbasis. De nauwkeurigheid bleek te klein om uit op uurbasis gemeten en berekende q_{sc} de gemeten bewolking terug te rekenen. Volgens de auteurs heeft dit te maken met het feit dat in de berekeningen niet de (lokale) klok-tijd maar de zonnetijd gebruikt dient te worden. Ludikhuize, 1996 berekent q_{sc} t.b.v. WAQUA daggemiddeld en leidt daaruit de instraling af onder de aanname dat het verloop van q_{sc} sinusvormig over de dag is.



Figuur 3.1 "Clear Sky" straling, q_{sc} volgens Hamon, Weiss and Wilson (1954) als functie van breedtegraad (latitude) en datum



Figuur 3.2 Coördinaten systeem voor positie van de aarde en zon

Bewolkingsfunctie voor kortgolvige instraling, q_{sw}

Kortgolvige instraling wordt bij voorkeur direct verkregen uit metingen. Goede metingen zijn via het KNMI verkrijgbaar, dagelijkse en voor sommige stations zelfs uurlijke metingen van de kortgolvive globale instraling.

Indien geen metingen beschikbaar zijn kan kortgolvige straling die het wateroppervlak bereikt worden berekend door de clear-sky straling te corrigeren voor de aanwezige bewolking. Er bestaan verschillende formuleringen voor het verdisconteren van de bewolking, deze functies zijn altijd op de bewolkingsgraad (B) gebaseerd. Er is weinig variatie in bewolkingsfuncties voor q_{sw} gevonden, de twee verschillende formuleringen zijn in Tabel 3.2 vermeld in Figuur 3.3 afgebeeld.

Tabel 3.2 Functies voor bewolkingsgraad

juni 2003

Nr	Referentie	Functie	
1	Sweers, 1976;	$1.0-0.65B^2$	vgl. 5a
	Ryan and Harleman. 1973		
	Ludikhuize, 1996		
2	Gill, 1982	$1.0-0.4B-0.38B^2$	vgl. 5b





Verdeling q_{sn} over de diepte

Soms wordt netto kortgolvige zonnestraling, q_{sn} volgens een bepaalde formulering over de waterdiepte verdeeld (Gill, 1982, Murakami, 1985). Deze benadering is gebaseerd op het fysisch verschijnsel dat met namen (een deel van) de kortgolvige straling diep in het water kan indringen (3-30m). Absorptie van warmte vindt dan ook plaats over een bepaalde diepte. De zichtdiepte van het water (Secchi diepte is hier een maat voor) kan gebruikt worden in zo'n diepte verdelingsfunctie. Het nut van deze aanpak hangt in sterke mate af van hoe de werkelijkheid geschematiseerd wordt, en is alleen van belang in indien de diepte dimensie in meer dan 1 laag beschreven wordt (2D-verticaal of 3D).

Het deel van de kortgolvige straling dat in de diepte kan doordringen (blauw licht dringt dieper door dan groen licht) kan worden bepaald aan de hand van de vorm van het kortgolvig spectrum (stralingsenergie per golflengte als functie van golflengte), zie hiervoor bijvoorbeeld Kirk (1989).

Langgolvige atmosferische instraling, q_a

Volgens de wet van Stefan-Boltzman (vgl. 6), is zend ieder voorwerp met een temperatuur boven het absolute nulpunt een hoeveelheid straling uit die, indien het voorwerp zich als een zwart lichaam gedraagt, evenredig is met de vierde macht van de absolute temperatuur die het voorwerp heeft. Daar bij heeft de constante van Stefan-Boltsman, σ , een waarde van 5.67 10⁻⁸ W.m⁻².K⁻⁴:

$$q_a = \varepsilon \times \sigma \times (T_a + 273.15)^4$$
 vgl. 6

De atmosfeer gedraagt zich echter niet volledig als een zwart lichaam en daarom wordt de hoeveelheid langgolvige uitstraling in vgl. 6 gecorrigeerd met behulp van de 'emissiviteit' of 'kleurfactor' die aangeeft in hoeverre de atmosfeer de uitstraling van een volledig zwart lichaam benaderd. Water is een bijna zwart lichaam met bijbehorende hoge emissiviteit, $\varepsilon =$ 0.97. Hoewel de atmosfeer deels uit waterdamp bestaat is de emissiviteit van de atmosfeer lager en hangt bovendien sterk af van de van de hoeveelheid water(damp) dier erin voorkomt. De hoeveelheid water in de atmosfeer is een functie van dampdruk (of relatieve vochtigheid en luchttemperatuur) en bewolkingsgraad. Er bestaan verschillende empirische formuleringen voor de berekening van ε , die gebruik maken van verschillende combinaties van genoemde factoren. Enkele van die formuleringen zijn in deze paragraaf opgesomd en samengevat in Tabel 3.3.

Brunt (1932)

$$\varepsilon = (0.51 + 0.066\sqrt{p_a}).(1 + 0.17B^2)$$
 vlg. 7

Volgens onderzoek van Hatfield, waarin berekeningsmethoden voor lange golf straling in de Verenigde Staten vergeleken werden is de vergelijking van Brunt adequaat. De benadering is eenvoudig. Deze formulering is praktisch gelijk aan de formulering die Aalderink in Duflow gebruikt. De coëfficiënten 0.51 en 0.066 zijn marginaal anders (resp. 0.53 en 0.067) maar dat komt vrijwel zeker door conversie van het Engelse naar het SI systeem. De resultaten zijn met beide formuleringen echter praktisch gelijk.

Sutton (1953) geeft licht afwijkende waarden voor a en b: a=0.44 en b=0.08 mb^{-0.5}.

De benadering van Brunt is later door Edinger (zie Edinger, 1965) verfijnd. De bewolkingsfunctie in vgl. 6 $(1+0.17B^2)$ is toen vervangen door de zogenaamde Brunt coëfficiënt, C die gebruik maakt van de verhouding tussen gemeten (q_{sw}) en de berekende clear-sky straling (q_{sc}). Zie verder bij Edinger, 1965. Edinger (1965) en Koberg(1962) Edinger heeft de benadering van Brunt, vergelijking 6 verder verfijnd tot¹²:

$$\varepsilon = 1.1 \times C + 0.030 \sqrt{p_a}$$
 vgl. 7a

waarin C de zogenaamde "Brunt" coëfficiënt is (Koberg, 1962) die berekend wordt uit de luchttemperatuur (T_a) en de verhouding tussen kortgolvige straling gemeten aan het aardoppervlak (q_{sw}) en de berekende clear-sky straling (q_{sc}). Het verband tussen C en deze factoren is in Figuur 3.4 weergegeven. Genoemde verhouding geeft informatie over de actuele conditie van de atmosfeer (b.v. de bewolkingsgraad).

Een exacte vergelijking met de overige formuleringen is in dit stadium niet mogelijk omdat de formuleringen voor de Brunt coëfficiënt (Koberg, 1962) zoals gebruikt in Figuur 3.4 niet in ons bezit zijn. Het verdient aanbeveling om deze referentie in meer detail te beschouwen.



Figuur 3.4 Brunt coëfficiënt (C) als functie van luchttemperatuur en verhouding q_s/q_{sc}

Wiggers (1998)

$$\varepsilon = 0.74 \times (1 + 0.17B) + 0.0045 \times (1 - 0.4B) \times p_a$$
 vlg. 7b

De bron van deze referentie ontbreekt maar de formulering lijkt ontleend aan Edinger.

¹² De coëfficiënten wijken af van de originele bron, dit heeft met conversie naar SI eenheden te maken.

Lyklema (1994)

$$\varepsilon = (0.74 + 0.005 p_a) \times (1 + 0.17B^2)$$
 vlg. 7c

De bron van deze vergelijking is onbekend. De prestatie van vergelijking niet onderzocht maar de vergelijking lijkt gebaseerd te zijn op Edinger en die formulering presteert vrijwel identiek aan die gerapporteerd wordt door Wiggers.

In originele referentie wordt p_a in mmHg verwacht en is evenredigheidsconstante 0.0065 in plaats van 0.005.

WAQUA (Ludikhuize, 1994)

$$q_a = (218 + 6.3T_a) \times (1.0 + 0.17B^2)$$
 vgl. 7d

Waqua en Delft3D (warmtemodel 1) gebruiken een eenvoudige lineaire vergelijking voor berekening van q_a (gelineariseerd rond $T_a = 15^{\circ}$ C). Zoals verderop beschreven dienen gelineariseerde formuleringen zoveel mogelijk vermeden te worden, zo ook in dit geval. Merk op dat de 'bewolkingsfunctie' dezelfde is als aan degene die door Brunt gebruikt wordt.

Vergelijking van de formuleringen

Tabel 3.3 laat zien welke omgevingsvariabelen door de verschillende formuleringen gebruikt worden bij de berekening van de kleur-factor. De formulering van Edinger is wat dit betreft het meest veeleisend: het is de enige formule die ε afhankelijk van de luchttemperatuur stelt, bovendien gebruikt de formule metingen van q_{sw} . Om die reden is te verwachten dat deze formulering de meest nauwkeurige is.

Tabel 3.3	Overzicht van variabelen die de kleur-factor (ϵ) beïnvloeden in diverse formuleringen voor
	berekening van langgolvige atmosferische straling (q _a)

variabele	Edinger/K oberg	Wiggers	Brunt	WAQUA
T _a	х			
q_{sw}/q_{sc}	х			
$p_a(of r en p_{sa})$	х	х	Х	
В		х	х	х

De vergelijkingen voor de kleurfacor (ϵ) door Edinger, Brunt en Wiggers zijn vergeleken in Figuur 3.5. De formuleringen van Brunt en Wiggers berekenen voor gemiddelde waarden van de dampdruk in de atmosfeer (15 mbar) vergelijkbare waarden voor ϵ . De vergelijking van Wiggers overschat ϵ bij droog cq. onbewolkt weer (p_a laag) en onderschat ϵ bij vochtig cq. bewolkt weer (p_a hoog) ten opzichte van de formulering die Brunt rapporteert.

De Edinger formulering is niet direct vergelijkbaar met de andere twee formuleringen omdat niet de bewolkingsgraad maar de verhouding q_{sw}/q_{sc} en de luchttemperatuur als invoer gebruikt worden. Merk op dat q_{sw}/q_{sc} niet hetzelfde is als de bewolkingsgraad.

De formule van Edinger is weergegeven in Figuur 3.5 door 3 representatieve waarden van C te kiezen (0,74, 0.66 en 0.53). Interpretatie van deze waarden kan gebeuren met behulp van Figuur 3.4: de minimale C-waarde van 0.53 hoort bij een lucht waar q_{sw}/q_{sc} >0.90 (helder, onbewolkt) en koud. De maximale C-waarde van 0.74 hoort bij een lucht waar q_{sw}/q_{sc} klein is (dus bewolkt, vochtig) en/of erg warm.



Figuur 3.5 Kleurfactor als functie van dampdruk en bewolkingsgraad (B) volgens de formuleringen van Edinger (grijze doorgetrokken lijn), Wiggers (gestippelde lijn) en Brunt (zwarte doorgetrokken lijn). Voor de Edinger formulering is in plaats van B de Brunt coëfficiënt (C) gegeven

Reflectie van q_{sw} en q_a (albedo)

Zowel kortgolvige zonnestraling als langgolvige atmosferische instraling worden door het wateroppervlak gereflecteerd. Reflectie van q_{sw} is veel variabeler dan de reflectie van q_a . Reflectie van q_{sw} is een functie van de instralingshoek, de bewolkingsgraad en het type wolk (hoog, laag). De reflectie van q_a is vrijwel constant, in Nederland wordt 0.03 aangehouden. Edinger presenteert grafisch de reflectie (α) als functie van de instralingshoek (γ), de bewolkingsgraad (B) en het type bewolking (hoog, laag). De conclusie uit deze grafieken is dat het effect van de instralingshoek overheerst. Voor instralingshoeken groter dan 40° is α redelijk constant (0.05), neemt de instralingshoek af tot zo'n 20° dan neemt α toe tot 0.1. Pas voor hele kleine instralingshoeken (<10°) spelen bewolkingsgraad en type wolk een rol, bij hoge bewolking wordt meer straling gereflecteerd (0.15< α <0.3). Formuleringen ontbreken in Edinger (1965).

Door golven neemt reflectie af, ook dit effect is alleen van belang voor kleine instralingshoeken ($<20^{\circ}$). In Figuur 3.6 is het gecombineerde effect van de instralingshoek en de windsnelheid weergegeven. De boven beschreven bevindingen van Edinger worden door Figuur 3.6 bevestigd.

Onder Nederlandse condities wordt een gemiddelde reflectie van 0.06 voorgesteld voor zonnestraling (Cultuurtechnisch Vademecum, 1988).



Figuur 3.6 Reflectie (a) voor zonnestraling als functie van instralingshoek voor kortgolvige

Uitstraling van het water, q_{br}

Oppervlaktewater straalt, afhankelijk van de watertemperatuur, energie 'terug' naar de atmosfeer. Water is een bijna perfect zwart lichaam en heeft daarom een hoge en constante kleur-factor (0.97), de uitstraling wordt daarom eenvoudig uit de wet van Stefan-Boltzman berekend en luidt:

$$q_{br} = 0.97 \times \sigma \times (T_w + 273.15)^4$$
 vgl. 8

Alle bestudeerde literatuur referenties gebruiken bovengenoemde vergelijking. De berekening van q_{br} is bij wijze van uitzondering niet empirisch en wordt als adequaat beschouwd. Ook de kleur-factor van 0.97 staat niet ter discussie.

De berekening van q_{br} hangt van de watertemperatuur aan het oppervlak af en niet van de temperatuur van de bulk van het water. De benodigde temperatuur van de toplaag van het water (5-10µm) is praktisch echter niet te meten. Door menging zal ook een dieper gemeten temperatuur bruikbaar zijn. Literatuur over mogelijke over- of onderschatting van q_{br} als gevolg van het niet kunnen meten van de temperatuur in de moleculaire toplaag is niet gevonden. Het probleem van de oppervlakte temperatuur speelt ook voor berekening van verdamping en geleiding, echter omdat de gangbare vergelijkingen daar empirisch zijn is een consistente definitie van de oppervlaktewater temperatuur afdoende.

Verdamping en condensatie, q_{Le} en q_{Lc}

Het energie verlies van water als gevolg van verdamping is het product van de verdampingssnelheid E, (mm/dag) en de daarvoor benodigde verdampingswarmte, L $(J.kg^{-1})$:

$$q_{Le} = \rho_{w} \times L_{e} \times E \qquad \text{vlg. 9}$$

De verdampingswarmte, L_e is relatief constant en varieert voor het natuurlijke bereik van 2.50MJ.kg^{-1} (T_w=0°C) tot 2.43MJ.kg^{-1} (T_w=30°C). het verloop is lineair en indien gewenst kan voor elke gewenste temperatuur de verdampingswarmte berekend worden uit: $2.50 \times 10^6 - 2300 \text{T}_{w}$. In sommige studies wordt abusievelijk de verdampingswarmte van kokend water gebruikt, dit is overigens ook de gebruikelijke manier waarop de verdampingswarmte gerapporteerd wordt (BINAS vermeldt bijvoorbeeld de verdampingswarmte van water als 2.26MJ.kg^{-1}).

De algemene formulering voor de verdampingssnelheid, E luidt:

$$E = f(W) \times (p_{sw} - p_a)$$
vlg. 10

waarbij f(W) een empirische windfunctie voorstelt. De dampdruk van de lucht, p_a hangt van de luchttemperatuur en de relatieve vochtigheid af (zie hieronder voor verschillende berekeningsmethoden). De dampdruk aan het lucht-water grensvlak, p_{sw} (mbar), wordt de berekend uit de verzadigingsdampdruk van water en hangt dus af van de heersende watertemperatuur, T_w .

In de literatuur worden vergelijking 9 en 10 meestal gecombineerd tot één vergelijking:

$$q_{Le} = \rho_w \times L_e \times f(W) \times (p_{sw} - p_a)$$
vgl. 11

en wordt $\rho_w x L_e x f(W)$ gerapporteerd als 'windfunctie', F(W). Daarbij worden de dichtheid van water, ρ_w en de verdampingswarmte, L_e constant gehouden op gemiddelde waarden (L_e = 2.47MJ.kg⁻¹ bij T_w=15°C). De aannamen worden lang niet altijd vermeld in de betreffende literatuur. Om consistent te zijn met de in de literatuur gerapporteerde waarden wordt hier F(W) beschouwd¹³.

Edinger et. al. 1974 transformeren de $(p_{sw}-p_a)$ term uit vgl. 11 naar een temperatuur verschilterm (T_w-T_d) . Daarbij wordt de hellingshoek van de koorde tussen de punten (T_w, p_{sw}) en (T_d, p_a) op de verzadigde dampspanningscurve (vgl. 18) gebruikt.

¹³ Het verdient aanbeveling om L_e als functie van de actuele water temperatuur te berekenen. Correctie van in de literatuur gevonden F(W)-waarden kan dan via: $\frac{2.5 \times 10^6 - 2300T_w}{2.47 \times 10^6}$
Deze omslachtige manier doet in wezen niets anders dan de actuele damspanning van de lucht (p_a) , die als invoer in vlg. 11 nodig is, vertalen naar de bijbehorende dauwpuntstemperatuur (zie ook 3.3.3, vgl. 23a). De methode wordt hier vermeld omdat in hoofdstuk 3.3.2. een veel geciteerde grafiek van Edinger et. al. 1974 gepresenteerd wordt die op deze benadering berust.

De vergelijking die Edinger et. al. (1974) hanteren luidt:

$$q_{Le} = \rho_w \times L_e \times f(W) \times \delta(T_w - T_a)$$
vgl. 11b

waarin $\delta = \frac{p_{sw} - p_a}{T_s - T_d}$

Het aantal windfuncties dat in de literatuur gevonden kan worden is erg groot. Het overzicht dat hier gepresenteerd wordt is onder meer gebaseerd op een aantal specifieke overzichtsartikelen (Helfrich et. al. 1982, Ryan and Harleman, 1973). Alle gerapporteerde windfuncties voor natuurlijke systemen zijn van de vorm:

$$F(W) = a + bW_a + cW_a^2$$
 vgl. 12

De hoogte waarbij de wind gemeten moet worden varieert sterk (gevonden hoogtes zijn 2, 3, 4, 8 of 10m). In Tabel 3.4 zijn omwille van de eenduidigheid formuleringen vergeleken op basis van W_2 . Hiertoe zijn de vergelijkingen van McMillan, 1973 (identiek aan Sweers, 1976), Brady, RWS nota en WAQUA (1999) omgerekend met behulp van vergelijking 25 (ruwheid, k=0.01). In Tabel 3.4 is verder volstaan om voor de verschillende windformuleringen de a, b en c coëfficiënt te vermelden. De formuleringen zijn in Figuur 3.7 grafisch weergegeven.

	Formulering	а	b	с	a in $W_a(m)$	Watersysteem
	0	(W.m ⁻² .mbar ⁻¹)	(J.m ⁻³ .mbar ⁻¹)	(Js.m- ⁴ .mbar ⁻¹)		
1	Lake Hefner, '52	0.0	3.8	0	2	meer (0.1km^2)
2	Meyer, '42	8.1	2.3	0	2	klein meer en plas
3	USGS, '82	6.1	2.3	0	2	rivier
4	Roesner, '77	4.3	3.8	0	2	rivier
5	Kohler	0.0	4.0	0	2	meren en reservoirs (0.1km^2)
6	Zaykov	4.4	3.2	0	2	plassen en klein reservoir
7	McMillan, '73	4.4	1.82	0	10	ondiep (6m), 5km ²
	(aanbevolen door Sweers, 76)	3.6	2.5	0	3 (boven water)	meer in Wales
7b	RWS nota 82.8, '81	4.4	1.82	0	10	Maas
8	WMO	3.68	2.65	0	?	niet specifiek
	waqua, '99 [*]	3.5 3.5	2.05 2.94	0	10 2	niet specifiek
9	Jarowski ³	4.4	2.2	0	2	rivier (Vistula, Polen), 10m breed, 75m ³ .s ⁻¹
11	Helfrich, '82	6.9	1.9	0	2	niet natuurlijke systemen (koelvijvers)
12	Brady et al., 1969	7.0	0	0.46	7	koelvijver met kleine themische belasting

Tabel 3.4	Coëfficiënten voor verschillende formuleringen voor de windfunctie voor verdamping. Zie ook
	vergelijking 25 en Figuur 3.7

plus een correctie factor voor de grootte van het wateroppervlak toegevoegd, zie tekst alle windmetingen a meter boven de grond boven land gemeten

3) experimentele set-up slecht gedocumenteerd en de F(W) exotisch en hier niet vermeld. Sweers (1976) vind echter dat Jarowski's data, na correctie voor grootte van het waterlichaam redelijk goed met McMillans windformule te beschrijven zijn.

Helfrich et. al. 1982 bevelen de vergelijking van Lake Hefner aan. Sweers, 1976 beveelt de vergelijking van McMillan (1973) aan. Deze vergelijking wordt veelvuldig geciteerd als de windfuntie van Sweers.

Constateringen op basis van Figuur 3.7:

- De formulering van RWS (1981) is identiek aan Mc Millan (1973) en dus waarschijnlijk gebaseerd op de vergelijking geadviseerd door Sweers (1976).
- De formulering voor niet natuurlijke watersystemen is niet opvallend afwijkend van de overige formuleringen.
- Formulering van Roesner (1977) voorspelt relatief hoge waarden bij hoge windsnelheden ten opzichte van de andere formuleringen.
- bij een gemiddelde wind (3.5 m.s⁻¹) is range van F(W) relatief het geringst: 15 ± 2 W.m⁻².mbar⁻¹, een variatie van zo'n 15%.
- Bij lage windsnelheden loopt de variatie sterk op, tot zo'n 60%. Bij hogere windsnelheden blijft de variatie beperkt tot zo'n 20%.

Voor niet natuurlijke watersystemen zoals koelvijvers worden andere formuleringen gevonden maar deze vallen buiten het doel van dit onderzoek. Bruikbare referenties in dit verband zijn Helfrich et. al. (1982), Meyer (1942), Rimsha and Dochenko (1957), Ryan and Harleman (1973) en Trone (1951). De aanbevolen eenvoudigste lineaire formulering voor niet natuurlijke systemen is in Tabel 5 vermeld onder Helfrich (1982). De vergelijking van Brady et. al., 1969 is minder geschikt omdat ze gebaseerd is op gepoolde data van 3 locaties die qua wind niet vergelijkbaar zijn, daardoor is een systematische fout geïntroduceerd in de vergelijking. De parabolische formule van Geyer et. al. (1969) gaat uit van een kwadratisch effect van de windsnelheid op energieverlies.



Figuur 3.7 Verschillende windfuncties voor verdamping als functie van windsnelheid op 2 meter hoogte. Zie ook Tabel 2

De verdampingsformulering is tevens de vergelijking voor condensatie. Indien p_{sw} kleiner is dan p_a treedt er condensatie op. Dat gebeurt in omstandigheden dat de water temperatuur, en daarmee p_{sw} , laag is en de lucht warm en vochtig is (hoge p_a). In de periode waarin natuurlijke systemen te kampen hebben met potentieel te hoge temperaturen (zomerperiode, juli-augustus) speelt condensatie over het algemeen geen grote rol in de stralingsbalans (vgl. 1).

Harbeck (1962 en 1964) definiëren een windfunctie die behalve van de windsnelheid ook van de grootte van het waterlichaam (meer) afhangt. De windfunctie is gebaseerd op een studie van 20 meren met verschillende afmetingen, variërend van 4000 m² tot 120km². Hiertoe is de oppervlakte ratio (AR) gedefinieerd als in vgl. 13.

$$AR = \frac{A_1^{-0.05}}{A_2^{-0.05}} = \left(\frac{A_1}{A_2}\right)^{0.05}$$
 vgl. 13

De afhankelijkheid van de grootte van het wateroppervlak is volgens de auteurs nodig om te compenseren voor de toename van de windsnelheid boven water. Volgens deze argumentatie moet de oppervlakteratio (AR) dan ook alleen worden toegepast als correctie op de windfunctie, F(W), als de meteorologische gegevens boven water verzameld zijn.

Het effect van grootte van het watersysteem worden door de WAQUA formuleringen standaard toegepast. De correctiefactor varieert van 1.75 voor $100m^2$ tot 0.76 voor het IJsselmeer (1150 km²). Het IJsselmeer is 'referentie' meer waarbij geen correctie wordt toegepast ($5x10^6 m^2$). WAQUA maakt dus gebruik van Sweers(1976) en deze beveelt het werk van McMillan (1973) aan voor wat betreft de windfunctie, omdat McMillans formule is gecalibreerd voor Lake Trawsfynydd dat 5 km² groot is komt het getal $5x10^6$ voor in de WAQUA formulering. Vergelijking 13 maakt het mogelijk om gegevens van twee meren van verschillende grootte met elkaar te vergelijken. Hoe groter de oppervlakte van het waterlichaam hoe kleiner de windfunctie en daarmee ook het zelfkoelingsgetal. Kleine meren hebben dus een relatief groter zelfkoelingsgetal.

Geleiding, q_{Sg}

De snelheid waarmee warmte als gevolg van geleiding tussen twee media stroomt, is het product van de warmtegeleidingscoëfficiënt en de gradiënt in temperatuur (T_w - T_a). Het proces van warmtegeleiding (turbulent warmtetransport) is sterk vergelijkbaar met verdamping (turbulent transport van (water)massa). Bowen (1926) vond dat de flux van warmte door geleiding, q_{Sg} en dor verdamping, q_{Le} proportioneel zijn:

$$q_{sg} = R \times q_{Le} \qquad \text{vgl. 14}$$

Bowen's ratio (R) is gedefinieerd als:

$$R = \beta \cdot \frac{(T_w - T_a)}{(p_{sw} - p_a)}$$
vgl. 15

Uit vergelijking 14, 15 en 11 kan vervolgens het warmtetransport door geleiding berekend worden:

 $q_{sg} = \beta (T_w - T_a) F(W)$ vgl. 16

De waarde van de Bowen's constante, ook wel psychometrische constante, (β) varieert van 0.60 tot 0.68 mbar.K⁻¹ en is als volgt gedefinieerd:

$$\beta = \frac{c_{Pa} \times P}{0.62 \times L_a} \qquad \text{vgl. 17}$$

waarin c_{Pa} de soortelijke warmte van lucht (1005 J.kg⁻¹.K⁻¹), P de atmosferische druk (mbar) en L_e de verdampingswarmte van water (2.47MJ.kg⁻¹ bij T_w=15°C).

Zimmerman (1974) presenteert het volgende alternatief voor de Bowen benadering:

$$q_{SG} = c_{Pa} \times \rho_a \times D_H \times (T_a - T_w)$$

waarbij D_H de gemiddelde turbulente diffusiecoëfficiënt voorstelt tussen het wateroppervlak en de hoogte waarop T_a gemeten wordt (2m). D_H wordt als empirische functie van de wind beschreven als in vergelijking 12. Voor D_H kan een waarde van 0.67 cm.s⁻¹ (Kuhn , 1972). worden gebruikt.

Verzadingsdampdruk

De verzadigingsdampdruk voor lucht, p_{sa} hangt van de temperatuur van de lucht af, T_a . Het theoretisch verband volgt uit de vergelijking van Clausius-Clapeyron. Er bestaan diverse empirische formuleringen die p_a als functie van T_a berekenen. Na vergelijking van de formuleringen in Figuur 10 en Tabel 6 blijkt dat de verschillen marginaal zijn. De eenheid waarin de luchttemperatuur opgegeven moet worden verschilt voor de formules (°C, °F of K), de uitvoer is mmHg of mbar (1000mb = 760mmHg). In Figuur 10 en Tabel 6 zijn formules vergeleken voor invoer in °C en uitvoer in mbar.

Thackston(1974)

$$p_{SA} = 25.5 \times e^{\frac{17.62 - \frac{9500.8}{T_a + 460}}{\text{vgl. 18a}}}$$
 vgl. 18a

Waarbij T_a in °F en p_{sa} in mmHg.

WAQUA

$$p_a = 23.38 \times e^{\left(18.1 - \frac{5303}{T_a + 273}\right)}$$
 vgl. 18b

Waarbij T_a in °Celsius en p_{sa} in mbar.

Sweers (1976) en Nota 82.8

$$p_a = 6.131 + 0.467T_a + 0.00898T_a^2 + 0.000527T_a^3$$
 vgl. 18c
Waarbij T_a in °Celsius en p_{sa} in mbar.

Yotsukura (1972)

$$p_{SA} = e^{54.721T_a - 6788.6T_a^{-1} - 5.0016 \times \ln(T_a)}$$
 vgl. 18d

Waarbij T_a in Kelvin en p_{sa} in mbar.

Wiggers (1998)

$$p_{SA} = 23.4 \times 1.062^{(T_a - 20)}$$
 vgl. 18e

Waarbij T_a in °C en p_{sa} in mbar.

Temp	peratuur	Thackston	WAQUA	Nota 82.8	Yotsukura	Wiggers
°C	°F					
5	41	8.8	8.8	8.8	8.6	9.5
10	50	12.4	12.3	12.2	12.1	12.8
15	59	17.1	17.1	16.9	16.9	17.3
20	68	23.3	23.4	23.3	23.1	23.4
25	77	31.5	31.7	31.7	31.4	31.6

 Tabel 3.5
 Berekende verzadingsdampdruk (p_a, mbar) voor diverse formuleringen. zie Figuur 6 voor grafische weergave van deze formuleringen



Figuur 3.8 Berekende verzadingsdampdruk (p_a, mbar) voor diverse formuleringen als functie van luchttemperatuur zie Figuur 6 voor grafische weergave van deze formuleringen

Warmtegeleiding naar de bodem, q_b

Het is gebruikelijk om de warmtecapaciteit van de bodem uit te drukken als volumetrische warmtecapaciteit, C_h in MJ.m⁻².K⁻¹ (Korevaar et al., 1983), in tegenstelling tot specifieke warmtecapaciteiten (c, in kJ.kg⁻¹K⁻¹). C_h kan worden berekend uit de bijdrage van de verschillende bodemcomponenten (mineralen, water). Waarden voor C_h voor de individuele waarden van bodemcompenten variëren van 2.0 voor quarts en klei tot 2.5 voor organische stof tot 4.2 MJ.m⁻³.K⁻¹.

De warmtetransportcoëfficiënt, λ (W.m⁻¹. °C⁻¹) van bodems is gedefinieerd als het quotiënt van de warmteflux (W.m⁻²) en de temperatuur gradiënt (°C.m⁻¹). De warmtetransportcoëfficiënt van een bodem bepaalt hoe snel deze op veranderingen in het bovenstaande water reageert en hoe snel de warmte de bodem indringt. De warmtetransportcoëfficiënt kan, in tegenstelling tot de warmtecapaciteit, niet eenvoudig worden berekend uit de individuele bodemcomponenten. De warmte geleiding hangt af van de manier waarop de best geleidende componenten (zoals quarts) gerangschikt zijn ten opzichte van minder geleidende compentenen (zoals organiche stof) en water. Het verband tussen warmtetransportcoëfficiënt en volume fractie water is sterk niet lineair (Korevaar et al., 1983).

Materiaal	Referentie	Ch	λ
		MJ.m ⁻² .K ⁻¹	W.m ⁻¹ . °C ⁻¹
quarts	Korevaar et. al., 1983	0.76	8.8
klei	Korevaar et. al., 1983	0.73	2.9
organische stof	Korevaar et. al., 1983	1.8	0.25
water	Korevaar et. al., 1983	4.2	0.57
ijs	Korevaar et. al., 1983	2.1	2.18
lucht (waterverzadigd)	Korevaar et. al., 1983	1.0	0.025
zandige bodem (water	Oke, 1987	2.96	2.20
verzadigd)			
nat veen	Geier, 1965 in Sinokrot and	-	0.36
	Stefan, 1994		
rots	Chow, 1964 in Sinokrot and	-	1.76
	Stefan, 1994		

Tabel 3.6	Enkele waarden voor de warmtecapaciteit en warmtetransportcoëfficiënt van bodem en
	bodemmateriaal

Modellering van warmtetransport over het water-bodem grensvlak vindt plaats via 2e orde differentiaalvergelijking voor warmtetransport waarin dichtheid, warmtecapaciteit en warmtegelding in de bodem (ρ_b , C_h en λ) invoergegevens zijn. Voor de keuze van de randvoorwaarden zijn de volgende aannamen valide: aan het water-bodem interface worden bodem en watertemperatuur aan elkaar gelijk gesteld en de bodemtemperatuur is een periodieke functie van de tijd (bijvoorbeeld de dagelijks of maandelijks gemiddelde watertemperatuur met daarbij een periodieke functie van de tijd.

Iteratieve bepaling van de evenwichtstemperatuur

Als aangenomen wordt dat de warmtebalans in evenwicht is $(q_t=0)$ dan kan de evenwichtstemperatuur langs iteratieve weg berekend worden (zie Tabel 3.8).

Iteratie betekent dat voor een aantal fluxen die van de watertemperatuur afhankelijk zijn (uitstraling van het water, q_{br} , verdamping, q_{Le} en geleiding, q_{Sg}) de evenwichtstemperatuur in eerste instantie *geschat* wordt (in Tabel 9 op 18.5°C). Afhankelijk van de warmtebalans (in Tabel 3.9 een overschot van 5 W.m⁻²) wordt de geschatte T_e bijgesteld (in het voorbeeld tot 18.7°C).

A	1	\mathbf{W}_{1} and \mathbf{C}_{1} $(\mathbf{W}_{1}, -2)$
Aannamen		Warmteflux (W.m ⁻)
juni	\Rightarrow	$q_{sw} = 212$
bewolking = 40%		
dampdruk lucht=13mb		
\Rightarrow kleur-factor = 0.83		
$T_{lucht} = 17^{\circ}C$	\Rightarrow	$q_a = 323$
windsnelheid = $4m/s$		
		$q_{\rm br} = -397$
Stel T = 18.5 °C	\Rightarrow	$q_{le} = -119$
$\Rightarrow p_{sw} = 21.3 mb$		$q_{sg} = -12$
		+7

Tabel 3.9 Gemiddelde juni condities in Nederlands oppervlaktewater en resulterende warmtefluxen in een bijna evenwichtssituatie

Voorbeeld van een warmtebalans model

Zimmerman (1974) stelt een volledig warmtebalansmodel op dat de dagelijkse temperatuurvariaties in rivieren voorspelt, daarbij wordt rekening gehouden met warmteuitwisseling met de bodem. De vergelijkingen worden analytisch opgelost. De rivier is lateraal en in de diepte volledig gemengd en longitudinale menging wordt verwaarloosd vanwege de geringe temperatuurgradiënt in die richting.

Het volgende numerieke voorbeeld is met het model geëvalueerd (voorbeeld komt overeen met een heldere dag in de zomer in de zuidelijke Alpen).

stromende rivier met temperatuur aan de bron (5°C), deze is veel lager dan de evenwichtstemperatuur (22.5°C)

dagelijkse variatie in de luchttemperatuur (21.5°C gemiddeld) is 6.5°C dagelijkse variatie in de instralingsflux (gemiddelde 9840 W.m⁻²) is 277 W.m⁻² zelfkoelingsgetal, Z is berekend op 33.3W.m⁻².K⁻¹.

Modelresultaten: daggemiddelde watertemperatuur

daggemiddelde watertemperatuur nadert de evenwichtstemperatuur van het water assymptotisch. De evenwichtstemperatuur is gelijk aan 9840W.m⁻²/33.3W.m⁻².K⁻¹-273=22.5°C en gelijk aan de gemiddelde luchttemperatuur.

de tijd die benodigd is voor het bereiken van ongeveer de evenwichtstemperatuur (verschil kleiner dan 5%) is in Tabel 3.7 gegeven, samen met de corresponderende afstand (bij stroomsnelheid van 1 m.s⁻¹)

de dagelijks gemiddelde watertemperatuur is niet de evenwichtssituatie.Om van brontemperatuur (5°C) naar evenwichtstemperatuur (22.5°C) te komen is, afhankelijk van de waterdiepte zo'n 1.5 dag tot meer dan 20 dagen nodig

waterdiepte (m)	0.3	0.6	1.2	2.4	4.8
"relaxatie" tijd (h) (tot afwijking	32.5	65	130	260	520
van evenwichtstemperatuur <5%)					
afstand (km)	122	244	488	976	1952

Tabel 3.7	Tijd (en afstand) benodigd voor het bereiken van de evenwichtstemperatuur in een rivier van
	verschillende diepte (Zimmerman, 1974)

Conclusie hieruit is dat voor lange rivieren die in Noord-Zuid richting stromen (of vice versa), de evenwichtstemperatuur continue verandert en dat als zo'n rivier een grote relaxatietijd kent (met andere woorden diep is) dan wordt de evenwichtstemperatuur waarschijnlijk nooit bereikt (dit is het geval voor b.v. de Nijl en de Mississippi).

Modelresultaten: amplitude van de dagelijkse temperatuurcyclus

De evenwichtsamplitude is gedefinieerd als díe dagelijkse amplitude in de watertemperatuur na lange tijd bereikt wordt (als de dagelijks gemiddelde temperatuur in evenwicht is, zie Tabel 3.7). De evenwichtsamplitude is een functie van de amplitude van de drijvende kracht te wetende dagelijkse luchttemperatuur (6.5° C), de water diepte, het zelfkoelingsgetal en de thermische eigenschappen van de bodem. Het effect van bodem en waterdiepte is in Tabel 6d weergegeven. Zoals verwacht neemt de amplitude af met de waterdiepte, voor grote dieptes is het effect van de bodem nihil maar dat belang neemt toe voor ondiep water (<1.2m). De bodem werkt als een buffer die overdag als de watertemperatuur stijgt warmte opneemt en die 's nachts bij dalende watertemperatuur weer af, daardoor heeft de bodem een dempend effect op de dagelijkse temperatuurcyclus. Een vergelijkbaar dempend effect mag worden veracht op de tijdschaal van seizoenen.

Tabel 3.8Waarden van de evenwichts amplitude van het oppervlaktewater (amplitude luchttemperatuur is
6.5°C) voor verschillende waterdiepten en bodemeigenschappen

waterdiepte (m)	0.3	0.6	1.2	2.4	4.8
niet geleidende bodem	2.9	1.5	0.8	0.4	0.2
goed geleidende bodem	2.2	1.3	0.7	0.4	0.2

Modelresultaat: dagelijkse temperatuur variaties

Met het model kan de exacte vorm van de dagelijkse temperatuurcyclus berekend worden en daarmee ook de tijdstippen waarop, afhankelijk van waterdiepte en bodemcondities, de maximale en minimale dagelijkse temperatuur bereikt worden. De dagelijkse minimum temperatuur wordt bereikt bij zonsopgang en de dagelijkse maximum temperatuur wordt (in de zomer) bereikt tussen 15:00 en 18:00; het exacte tijdstip is een functie van de waterdiepte, hoe dieper de rivier hoe later op de dag.

Modelresultaat: warmtebalans

Figuur 3.9 laat de dagelijks gemiddelde waarden van de termen van de warmtebalans zien. Daaruit blijkt dat geabsorbeerde zonnestraling (q_{SN}) hoofdzakelijk door langolvige uitstraling $(q_{AN}-q_{BR})$ en verdamping (q_{Le}) wordt gecompenseerd. Dit beeld is echter totaal verschillend als de evenwichtssituatie nog niet bereikt is: voor een koude bron is de geleidingsterm (q_{SG}) veel belangrijker ten koste van de verdamping en langgolvige uitstraling.



Figuur 3.9 Berekende termen van de warmtebalans als functie van de tijd voor de evenwichtssituatie in een rivier (Zimmerman, 1974).

3.3.2 Afkoelingsmodel

Afkoelingsmodellen beschrijven hoe een verhoging van de watertemperatuur door afkoeling naar de atmosfeer verdwijnt. De drijvende kracht voor de afkoeling is het warmtesurplus, b.v. als gevolg van de warmtelozing. Met behulp van het zelfkoelingsgetal, Z (W.m⁻².°C⁻¹) kan het verdwijnen van het temperatuursurplus in de tijd worden berekend (zie vergelijking 4).

Ryan (1974) geeft de formele definitie van het zelfkoelingsgetal, Z:

$$Z = -\frac{\partial q_t}{\partial T_w}$$
vgl. 19a

waarin q_t de netto warmteuitwisseling over het water-lucht grensvlak (zie vergelijking 1). Het zelfkoelingsgetal is een maat voor de *verandering* van de netto warmte uitwisseling (W.m⁻²) per graad watertemperatuur. q_t is positief wanneer opwarming van het water plaatsvindt, negatief bij afkoeling en q_t is nul als de actuele watertemperatuur gelijk is aan de evenwichtstemperatuur en het water netto geen warmte opneemt of afstaat.

Als de watertemperatuur door een warmtelozing verhoogd wordt (surplus, $\delta T_w > 0$) dan is δq_t negatief (omdat Z positief is) en dat betekent dat q_t afneemt.

Dus water dat ten tijde van een warmtelozing afkoelt (negatieve warmtebalans, $q_t<0$) zal nog harder afkoelen, terwijl een water dat ten tijde van de lozing aan het opwarmen is (positieve warmtebalans, $q_t>0$) minder hard opwarmt, of zelfs gaat afkoelen, wanneer q_t door verhoging van de watertemperatuur negatief wordt.

Het zelfkoelingsgetal kan netjes uit de warmtebalans (vergelijking 1) worden afgeleid door de termen die van de watertemperatuur afhankelijk¹⁴ zijn in vergelijking 19 in te vullen, dat zijn er in principe slechts drie, te weten de uitstraling van het water, q_{br} , de verdampingsenergie, q_{Le} , en de geleiding, q_{Sg} . Daarmee wordt vgl. 19a:

$$Z = -\frac{\partial q_t}{\partial T_w} = -\frac{\partial (q_{br} + q_{Le} + q_{Sg})}{T_w - T_e}$$
 vgl. 19b

Uit vergelijking 19b kan een analytische formulering voor het zelfkoelingsgetal worden afgeleid. Sweers (1974) en Edinger et. al. (1974) zijn de hiertoe bestudeerde referenties (zie verder). Omdat er voor q_{br} , q_{Le} en q_{Sg} verschillende formuleringen voor handen zijn, bepaalt de keuze ervan hoe de functie van het zelfkoelingsgetal er precies uitziet. In alle formuleringen is Z een functie van de watertemperatuur en de windsnelheidsfunctie.

Het zelfkoelingsgetal kan ook empirisch vastgesteld worden uit veldmetingen. Voor diverse Nederlandse wateren zijn al in de zestiger jaren de eerste zelfkoelingsgetallen afgeleid, Wemelsfelder (1968) is hiervan de beste illustratie. Zie hoofdstuk 3.2 voor meer literatuur referenties.

Johnson et al., 1991 maakt bij het berekenen van de afkoeling in het surplus temperatuur model gebruik van getabelleerde waarden van evenwichtstemperatuur (en bijbehorende waarde van het zelfkoelingsgetal). De getabelleerde waarden zijn karakteristiek voor verschillende meteorologische condities.

Voorbeeld 1: Wemelsfelder (1968)

Wemelsfelder maakt gebruik van het gegeven dat het in natuurlijke omstandigheden vaak voorkomt dat de het water warmer of kouder is dan bij het actuele weer (stralingsbalans) hoort. Globaal volgen lucht- en watertemperatuur dezelfde jaarcurve waarbij de gemiddelde watertemperatuur enkele graden hoger ligt dan de luchttemperatuur. De luchttemperatuur volgt een grillig en minder gedempt verloop dan de watertemperatuur. Het verschil tussen de water temperatuur en de actuele daggemiddelde luchttemperatuur (respectievelijk T_N en L in Figuur 3.10) is een drijvende kracht voor afkoeling of opwarming. Door dagelijks de temperatuurverandering van het water te meten (zie Figuur 3.11) kan het zelfkoelingsgetal worden afgeleid¹⁵. Wemelsfelder doet dit voor het IJsselmeer, de Rijn (Lobith en Gorinchem en de Maas (Maastricht en Grave).

De waarden voor Z variëren van 31.5 tot 47.5 $J.m^{-2}.°C^{-1}$. Of de verschillen in Z voor de drie watersystemen significant zijn is niet duidelijk.

In Figuur 3.11 is te zien dat de spreiding in de metingen erg groot is, dat komt omdat de metereologische condities waaronder de metingen zijn verschillend zijn. Het werk van Wemelsfelder toont dus aan dat de metereologische condities cruciaal zijn. De watertemperatuur waarbij de metingen zijn uitgevoerd varieert van zo'n 10 tot 23°C en over de windcondities en andere bepalende metereologische data zijn geen gegevens gepubliceerd in deze referentie.

¹⁴ Overige termen, zoals bijvoorbeeld de netto kortgolvige instraling, q_{sw} zijn onafhankelijk van de watertemperatuur. Dus zal q_t (zie vgl. 19) niet veranderen als gevolg van veranderende q_{sw} als T_w toeneemt

¹⁵ Merk op dat in Figuur 12 in het kwadrant linksonder een negatieve warmtebalans kent waarbij het water dus afkoelt ($q_t < 0$).



Figuur 3.10 Curve van de dagelijkse luchttemperatuur (L) en de dagelijkse rivierwatertemperatuur (N) over een jaar te Maastricht



 $\begin{array}{ll} \mbox{Figuur 3.11} & \mbox{Correlatie tussen het temperatuurverschil tussen lucht (L) en water (NT) en de daggradiënt van de watertemperatuur. Hel kwadrant linksonder kent een negatieve warmtebalans waarbij het water dus afkoelt (q_t < 0) \end{array}$

Voorbeeld 2: Sweers (1976)

Sweers leidt volgens de bovenbeschreven methode (vgl. 19b) een analytisch de volgende vergelijking voor Z af:

$$Z = (4.48 + 0.49T_w) + F(W) \times (1.12 + 0.018T_s + 0.00158T_s^2)$$
 vlg. 20

Grafisch is deze vergelijking in Figuur 3.12 weergegeven. De formulering voor Z is afgeleid op basis van vgl. 8 voor q_{br} , vgl. 11 en 18c voor q_{Le} en vgl. 16 voor q_{Sg} . De windfunctie volgens McMillan (no 11 in Tabel 5) is daarbij gebruikt. Bij de afleiding van $\delta(q_{br})/\delta(T_w)$ past Sweers een schatting toe die een fout van maximaal 4% oplevert.

Sweers kondigt een verificatie studie van vgl. 15 in het Amsterdam-Rijnkanaal aan. Deze studie is echter niet gevonden.



Figuur 3.12 Zelfkoelingsgetal als functie van de watertemperatuur voor verschillende windsnelheden volgens vgl. 20, Sweers (1976)

Voorbeeld 3: Edinger et. al. (1974)

Edinger (1974) benadert de afleiding van het zelfkoelingsgetal uit de warmtebalans termen, via vergelijking 19, net als Sweers (1976). Edinger gaat daarbij net als Sweers uit van vgl. 8 voor q_{br} en vgl. 16 voor q_{Sg} maar volgt q_{Le} een andere benadering nl. vgl. 11b (en 18c). Daarnaast gebruikt Edinger de kwadratische windfunctie volgens Geyer et. al. (no 12 in Tabel 5), een vergelijking voor koelvijvers. Bij de afleiding van $\delta(q_{br)}/\delta(T_w)$ past Edinger eenzelfde schatting toe die een fout van maximaal 4% oplevert. Edingers vergelijking voor Z luidt:

$$Z = 4.5 + 0.05T_w + \gamma F(W) + 0.47F(W)$$
 vlg. 21

waarin

$$\gamma = 0.35 + 0.015T_m + 0.00125T_m^2$$
 vgl. 21a
 $T_m = (T_w + T_d)/2$ vgl. 21b

In de benadering van het zelfkoelingsgetal door Edinger komt dus naast de watertemperatuur en de windsnelheid ook de dauwpunttemperatuur van de lucht voor. Hiertoe wordt het gemiddelde van de watertemperatuur en de dauwpuntstemperatuur (T_d) gedefinieerd. γ is een benadering van de raaklijn aan de verzadigingsdampruk curve bij T_w (zie vergelijking 16c waarvan vgl. 21a afgeleid is).

Grafisch is vergelijking 21 in Figuur 14 weergegeven.



Figuur 3.13 De invloed van watertemperatuur, dauwpuntstemperatuur en windsnelheid (v_{wind,7m}) op het zelfkoelingsgetal. volgens Edinger et. a.. (1974)

Voorbeeld 4: Wiggers(1998)

Ook Wiggers et. al. (1998) leiden Z af vanuit de complete warmtebalans door gebruik te maken van vergelijking 19b. De uitgangspunten bij de afleiding zijn vgl. 8 voor q_{br} , vgl. 11 en 18e voor q_{Le} en vgl. 16 voor q_{Sg} . De windfunctie volgens WMO (no 8 in Tabel 5) wordt daarbij (in Figuur 3.14) gebruikt. Bij de afleiding van $\delta(q_{br})/\delta(T_w)$ worden géén benaderingen toegepast (merk op dat hierdoor de watertemperatuur tot de derde macht voorkomt in vgl. 22).

$$Z = -4 \times 0.97 \times \sigma(T_w + 273)^3 - F(W) \times 10^{-9} (1.5 \times 1.062^{T_w - 20} + 1.35))$$
 vgl. 22

Uit vergelijking 22 volgt dat de afhankelijkheid van Z van windsnelheid niet lineair is en de invloed van de watertemperatuur een derde macht en een exponentiële component bevat. In Figuur 15 zijn de doorgetrokken lijnen de grafische representatie van vergelijking 22, hoe hoger de factoren watertemperatuur en windsnelheid, hoe hoger de waarde van het zelfkoelingsgetal.



Figuur 3.14 De invloed van watertemperatuur en windsnelheid op het zelfkoelingsgetal volgens Wiggers et al. (1998), doorgetrokken lijnen. Z-waarden Wemelfelder (1968) en Sweers 91974) ter vergelijking afgebeeld

Vergelijking van de vier voorbeelden voor berekening van Z

Figuur 15 laat zien hoe de empirisch bepaalde Z waarden door Wemelfelder, 1968 (IJsselmeer, Rijn en Maas) en die door Sweers, 1974 (Amsterdam Rijnkanaal) zich verhouden tot de door Wiggers berekende waarden.

De functie voor het zelfkoelingsgetal uit Sweers (vgl. 20 en Figuur 13) voorspelt lagere Z waarden dan de functie van Wiggers. Voor een windsnelheid van 2 m.s⁻¹ en 20°C voorspellen de modellen respectievelijk 20 en 24 W.m⁻².°C⁻¹, dus zo'n 20% verschil. Het verschil neemt toe voor hogere watertemperaturen en hogere windsnelheden. Voor een hogere windsnelheid (8m.s⁻¹) loopt het verschil bij dezelfde watertemperatuur op, respectievelijk 55 en 40 (bijna 40% verschil). De formulering van Wiggers is een overschatting omdat de gebruikte vergelijking 18e de verzadigingsdampdruk van lucht overschat ten opzichte van andere formuleringen (3 tot 15%). De formule van Sweers is door de gebruikte benadering van de q_{br} een onderschatting (-4%). De windfuncties verschillen niet erg veel van elkaar, bij 2.5m.s⁻¹ zijn ze zelf identiek, daarbuiten variëren ze tussen -5 en +5%.

De juiste formule voor Z ligt dus tussen beide functies in, en daarmee wordt de foutenmarge in de schatting van Z ook aanzienlijk kleiner.

Het verdient aanbeveling om een formule voor Z af te leiden waarin de volgende punten gerealiseerd worden:

- geen schatting van $\delta(q_{br})/\delta(T_w)$ toe te passen;
- gebruik van windfunctie f(W) in plaats van F(W) en dus Le en ρ_w expliciet meenemen;
- temperatuur correctie Le voor actuele watertemperatuur volgens $2.5 \times 10^6 2300T_w$;
- temperatuur correctie voor ρ_w voor actuele watertemperatuur;
- vergelijkingen 8 (q_{br}), 11 (q_{Le}), 18c (p_{sa}), 7, 7b of 9 (F(W)) en vergelijking 16 (q(sg) als basis bij de afleiding van Z m.b.v. vgl. 19b. te gebruiken;
- windfunctie te corrigeren voor het effect van grote watersystemen wanneer metingen van wind boven water zijn verzameld (vergelijking 13);
- de waarde voor Z als functie van T_w en W_a kan numeriek in plaats van analytisch te bepalen.

In de te ontwikkelen optimale formulering voor Z is feitelijk alleen de keuze van de windfunctie nog aan discussie onderhevig, alle overige vergelijkingen die aan de basis van de afleiding staan zijn eenduidig en hierboven gegeven.

Uit het bovenstaande (figuren 13 t/m 15) blijkt de waarde van Z sterk af te hangen van de wind en watertemperatuur; het is daarom dus cruciaal om een zelfkoelingsgetal te kiezen dat bij de lokale gemiddelde wind en gemiddelde watertemperatuur (zomer/winter) past. Bovendien blijkt duidelijk dat het gebruik van een *constant* zelfkoelingsgetal slechts toegestaan is als de watertemperatuur gedurende de afkoeling niet veel verandert, met andere woorden als het temperatuursurplus niet te groot is. Praktisch wordt vaak een maximale temperatuurverhoging van zo'n 3°C aangehouden, het zelfkoelingsgetal is dan nog redelijk constant. Het gebruik van een zelfkoelingsgetallen die horen bij een gemiddelde watertemperatuur van het afkoelingstraject wordt afgeraden. Het verdient feitelijk in alle omstandigheden de voorkeur om het afkoelingsmodel numeriek op te lossen zodat het juiste gebruikt wordt.

3.3.3 Vergelijking afkoelings- en warmtebalansmodellen

De databehoefte van warmtebalansmodellen is veel groter dan die van afkoelingsmodellen en om praktische redenen gaat de voorkeur daarom vaak uit naar afkoelingsmodellen. Nadelen van het gebruik van afkoelingsmodellen, met de daarin toegepaste zelfkoelingsgetallen, is dat deze vaak afgeleid zijn onder onvolledig beschreven condities waardoor het toepassingsdomein niet duidelijk gedefinieerd is.

Zelfkoelingsgetallen dienen te worden afgeleid uit helder geformuleerde warmtebalansvergelijkingen die afkoeling naar de atmosfeer beschrijven, te weten verdamping, geleiding en uitstraling (zie bijvoorbeeld vergelijking 20, uit Sweers, 1976). Als bovendien de vergelijkingen gevalideerd zijn voor de te beschouwen situatie dan zal een afkoelingsmodel op basis van zo'n zelfkoelingsgetal maximaal nauwkeurig zijn.

Een blijvend nadeel van afkoelingsmodellen ten opzichte van warmtebalans modellen is dat afkoelingsmodellen de evenwichtstemperatuur of de (natuurlijke)achtergrondstemperatuur niet kunnen berekenen en derhalve constant veronderstellen.

Gedurende een langdurig afkoelingstraject (dagen) is dat geen reële aanname waardoor de nauwkeurigheid van de benadering in principe kleiner is dan in de volledige warmtebalans. Er zijn geen studies gevonden die de onnauwkeurigheid kwantificeren. Er is dus een kennisleemte voor wat betreft de verificatie van zelfkoelingsgetallen voor afkoeling van warmtelozingen in verschillende natuurlijke watersystemen in Nederland (dus niet voor koelvijvers etc.).

De waarde van Z blijkt sterk af te hangen van de wind en watertemperatuur; het is daarom dus cruciaal om een zelfkoelingsgetal te kiezen dat bij de lokale gemiddelde wind en gemiddelde watertemperatuur (zomer/winter) past. Bovendien blijkt duidelijk dat het gebruik van een constant zelfkoelingsgetal slechts toegestaan is als de watertemperatuur gedurende de afkoeling niet veel verandert, met andere woorden als het temperatuursurplus niet te groot is (tot maximaal zo'n 3°C is het zelfkoelingsgetal redelijk constant). Indien het temperatuursurplus groter dan 3°C is wordt afgeraden om een gemiddelde watertemperatuur van het afkoelingstraject te gebruiken. Het is dan beter het afkoelingsmodel numeriek op te lossen zodat op elk moment gedurende het afkoelingstraject het zelfkoelingsgetal gebruikt wordt dat hoort bij de actuele watertemperatuur op dat moment.

Deze studie heeft in detail aandacht besteed aan de verschillen en overeenkomsten tussen rekenmethodieken die gebruikt worden in afkoelingsmodellen en in warmte balansmodellen. De formuleringen in Tabel worden aanbevolen voor gebruik in een warmtebalans model:

-		
qs	kortgolvige zonnestraling wordt bij voorkeur direct	vgl. 5 + bewolking
	gemeten. Als metingen niet beschikbaar zijn (zeeën en	formule 5a of 5b
	oceanen bijvoorbeeld)	
q_a	atmosferische straling bij voorkeur direct meten,	vgl. 6a
	alternatief is berekenen via Brunts formule (originele	
	referentie opvragen om krommen te kunnen berekenen)	
q_{br}	uitstraling van het water is nauwkeurig berekent op basis	vgl. 8
	van Stefan-Boltzman vergelijking	
q_{Le} en	verdamping (en condensatie) op basis van vergelijking 11	vgl. 11, 7
q_{Lc}	in combinatie met de windfunctie van McMillan (vlg. 7)	(alternatieven 7b en
	en indien van toepassing een correctie voor de grootte van	9) en 13
	het meer (vgl. 13).	
q _{Sg}	geleiding tussen water en lucht op basis van de Bowen-	vgl. 16 en 17
	benadering	

 Tabel 3.7
 Aanbevolen formuleringen voor gebruik in een warmtebalans model

Het verdient aanbeveling om het zelfkoelingsgetal af te leiden uit aanbevolen vergelijkingen voor q_{br} , q_{Le} en q_{Sg} en daarbij de volgende punten te realiseren:

- gebruik van windfunctie f(W) in plaats van F(W) en dus Le en ρ_w expliciet te berekenen;
- Le te corrigeren voor de actuele watertemperatuur volgens $2.5 \times 10^6 2300T_w$;
- ρ_w te corrigeren voor actuele watertemperatuur;
- de windfunctie te corrigeren voor het effect van grote watersystemen wanneer metingen van wind oven water zijn verkregen (vergelijking 13);
- de waarde voor Z als functie van T_w en W_{10} numeriek in plaats van analytisch te bepalen, derhalve dus geen schatting van $\delta(q_{br})/\delta(T_w)$ te gebruiken.

3.3.4 Gegevens conversie

Conversie meteorologische gegevens voor p_a en p_{sw}

De actuele dampdruk van de lucht kan in principe op twee manieren berekend worden. Ten eerste rechtstreeks uit vgl. 23a op basis van de dauwpuntstemperatuur (T_d , hier in °F):

$$p_a = 1.33e^{\left(2.3026\left(\frac{7.5T_d - 236.9}{T_d + 395.5}\right) + 0.6609\right)}$$
vgl. 23a

of uit gemeten relatieve vochtigheid (r) en de verzadigingsdampdruk (een van de vgl. 18):

$$p_a = r \times p_{sa}$$
 vgl. 23b

De benodigde relatieve vochtigheid kan rechtstreeks gemeten zijn of kan berekend worden op basis van de gemeten natte bol temperatuur, T_{wb} uit vergelijking 24 (T_{wb} en T_a in °F):

$$r = 2.78 \frac{T_{wb}}{T_a} - 1.82$$
 vlg. 24

In de verdampingsformule (vgl. 10) moet de actuele dampdruk bekend zijn aan het waterlucht grensvlak, p_{sw} en op enige hoogte boven het wateroppervlak, p_a . Voor berekening van p_a zijn de gemeten luchttemperatuur, T_a en de gemeten luchtvochtigheid, r of de natte-bol luchttemperatuur, T_{wb} nodig.

Voor p_{sw} kan worden volstaan met de watertemperatuur, T_w omdat de aannamen zijn dat de luchttemperatuur gelijk is aan de watertemperatuur ($T_a=T_w$) en dat de lucht verzadigd is (r=100%). Zie Tabel 3.7 voor een kort overzicht hiervan.

te	benodigde	procedure	benodigde
berekenen	meting(en)		vergelijkingen
pa	T _d	$p_a = f(T_d)$	23a
p _a	$T_a en r_{gemeten}$	$p_a = r_{gemeten x} p_{sa}(T_a)$	18 en 23b
p _a	T _a en T _{wb}	$p_a = r_{berekend x} p_{sa}(T_a)$	18 en 23b en 24
\mathbf{p}_{sw}	T_{w}	$p_{sw}=p_{sa}(T_w)$	18

Tabel 3.8 Procedure voor berekening van actuele dampdruk (pa en psw) voor verdampingsformule (vgl. 10)

Conversie meteorologische gegevens voor windsnelheid

Normaliter wordt de windsnelheid op 10m boven maaiveld gemeten $V_{wind,10}$. Sommige empirische formuleringen waarin de wind voorkomt gebruiken echter andere windhoogtes. Door de ruwheid van het aardoppervlak neemt de windsnelheid af naarmate de hoogte afneemt, het verloop is logaritmisch.

Uitgaande van dit logaritmische snelheidsprofiel (waarvan de exacte vorm van de ruwheid k afhangt), zijn windsnelheden op verschillende hoogtes in elkaar om te rekenen volgens de formule:

$$V_{wind,a} = V_{wind,10} \frac{\log(a/k)}{\log(10/k)}$$
 vgl. 25

Waarin $V_{wind,a}$ de windsnelheid op a meter hoogte voorstelt (m.s⁻¹). Voor een ruwheid van 0.05 (water tussen 0.01-0.05) volgt bijvoorbeeld dat de windsnelheid op 2m hoogte ongeveer 70% van de windsnelheid op 10m hoogte bedraagt.

Dichtheid water

De dichtheid van water is een functie van de temperatuur en zoutgehalte. Voor zoet water neemt de dichtheid boven de 4°C af met toenemende temperatuur. De vergelijking luidt:

$$\rho(T) = \rho_0 (1 - 7.17 \times 10^{-6} (T - 4)^2)$$
 vgl. 25a

4 Conclusies

In dit rapport is voor verschillende situaties (achtergrond temperatuur, excess temperature, nearfield, midfield, farfield, wel of geen invloed van de temperatuur lozing op de beweging van het ontvangende water) het scala beschikbare wiskundige modellen en procesformuleringen geïnventariseerd naar mogelijkheden van gebruik.

Het onderzoek heeft de beschikbare modelsystemen niet naar hun performance en uitkomst vergeleken voor gecontroleerde omstandigheden. Het heeft dus ook geen aanbeveling opgeleverd met betrekking tot de al dan niet toelaatbaarheid van de systemen voor de Nederlandse situatie.

De conclusies zijn zoveel mogelijk onderverdeeld in drie onderdelen, bij deze onderdelen wordt zowel conclusie van de modelinventarisatie als van de literatuurinventarisatie behandeld. Het primaire aandachtsgebied van de studie was de warmtebalans en afkoeling in het farfield, voor dit onderdeel zijn de conclusies dan ook het meest compleet.

- nearfield;
- farfield verspreiding;
- (farfield) warmtebalans en afkoeling.

Nearfield

- Voor het nearfield pluim gedrag staan analytische, numerieke en empirische modellen ter beschikking;
- Er is een vijftal potentieel geschikte modellen voor de beschrijving van het nearfield: CORMIX, JET3D, PLUMAC, PLUMES, THREETOX en VISJET;
- Er is een beperkt aantal toepassingen voor de Nederlandse situatie en daardoor relatief slecht inzicht in de te bereiken nauwkeurigheid en de toepasbaarheid van deze modellen voor Nederlandse situaties;
- In ieder geval zijn CORMIX, JET3D, PLUMES, THREETOX en VISJET te koppelen met farfield modellen; dit vergroot de toepasbaarheid van deze modellen.

Farfield

Voor het bepalen van de achtergrondtemperatuur staan 0-dimensionaal (meren), 1dimensionaal (rivieren), en 2- en 3-dimensionale modellen (grote diepe wateren, estuaria met zout-zoet gelaagdheid en zeeën ter beschikking). Modellen voor thermische stratificatie hebben in ieder geval een verticale dimensie. Al deze modellen-systemen zijn gebaseerd op numerieke oplossingen van de vergelijkingen op een ruimtelijk grid. Het aantal modellen dat claimt de verspreiding van warmte c.q. de temperatuur en achtergrond temperatuur te modelleren is groot (30).

Ondanks het grote aantal farfield modellen lijkt het niet waarschijnlijk dat de Nederlandse waterbeheerders een apart modelinstrumentarium specifiek voor de warmteproblematiek zullen gaan gebruiken. De modellen die momenteel in gebruik zijn (Delft3D, DUFLOW, SOBEK, WAQUA) worden door beheerders nl. ook voor waterkwaliteit en ecologie ingezet.

Een breed inzetbaar instrumentatrium verdient om die reden de voorkeur (zo wordt Delft3D in Engeland door grote elektriciteitsmaatschappijen als National Power en PowerGen geprefereerd vanwege de mogelijkheid ook waterkwaliteit te berekenen). In Nederland en Europa zijn de volgende modelsystemen bekend: voor 1D (DUFLOW, SOBEK, Mike11) voor 2D (WAQUA, Mike21, Delft3D) en voor 3D (Mike 3, Delft3D, Telemac-3D, THREETOX).

Voor omvangrijke lozingen met grotere debieten die de beweging van het omliggende water mede beïnvloeden is een integrale 3-dimensionale modellering vereist voor het trekken van getalsmatige conclusies over het exacte verspreidingsgedrag en de grootte van deze mengzone. Bij de keuze van een 3D model is de manier waarop turbulentie gemodelleerd wordt essentieel. WLIDelft Hydraulics beschouwt 3D modellering van temperatuur waarbij stroming, dichtheid en turbulentie geïntegreerde beschouwd worden, als state of the art en past dit sinds 1996 in haar adviespraktijk in het buitenland toe. De eenvoudigere 2D benadering leidt altijd onder de te maken aannames en de moeilijk te onderbouwen keuze van de horizontale dispersie coëfficiënt.

Warmtebalans en afkoeling

- Afkoelingsmodellen zijn alleen bruikbaar als kan worden aangetoond (middels een warmtebalansmodel, metingen) dat het gebruikte zelfkoelingsgetal past bij de vigerende meteorologische omstandigheden.
- Een zelfkoelingsgetal is alleen voor bepaalde meteorologische omstandigheden en bij beperkte temperatuurverhoging van het oppervlaktewater (tot maximaal 3 °C) te gebruiken; indien de situatie te veel gaat afwijken van de verwachte (initiële) situatie dan dient een nieuw zelfkoelingsgetal te worden bepaald.
- De nauwkeurigheid van afkoelingsmodellen is beperkt wanneer gedurende de afkoelingsperiode van een warmtelozing de evenwichtstemperatuur als gevolg van veranderende weersomstandigheden verandert.
- Bij verificatie van zelfkoelingsgetallen dient een aantal extra gegevens te worden meegenomen (vooral meteorologie, maar ook de mate waarin sprake is van een evenwichtssituatie van het ontvangende water), om de resultaten goed te kunnen interpreteren; eventueel moet in voorkomende gevallen een warmtebalans model gebruikt te worden.
- Het aantal modellen op het gebied van warmtebalansen lijkt relatief groot, maar uit de vergelijking blijkt dat deze toch grotendeels op dezelfde basis-referenties zijn gebaseerd. Voor het effect van de wind op afkoeling zijn wel veel verschillende formuleringen gevonden.
- Het voordeel van warmtebalansmodellen ten opzichte van afkoelingsmodellen is dat ook de evenwichtsstemperatuur kan worden berekend. De benadering is daarmee in principe ook nauwkeuriger dan een afkoelingsmodel waarin een constante evenwichtstemperatuur wordt verondersteld.
- Er zijn vergelijkingen geselecteerd voor alle componenten van de warmtebalans die op basis van het onderzoek de voorkeur genieten (paragraaf 3.3.3).

5 Aanbevelingen

Voor de acceptatie in algemene zin van modelsystemen voor temperatuurproblemen kan men enerzijds een vergelijkende studie laten uitvoeren, waarna de modelleverancier ook zelf in staat gesteld wordt commentaar toe te leveren. Men kan ook de modelleveranciers in staat stellen hun modelsystemen te laten registreren/accepteren door met de standaard versie van het model voor een gekozen toepassing te tonen wat de performance en uitkomsten zijn onder gecontroleerde omstandigheden.

Nearfield en farfield

Voor het nearfield pluim gedrag staan analytische, numerieke en empirische modellen ter beschikking. Resultaten van het in de VS veel gebruikte empirische model Cormix worden bij WL | Delft Hydraulics doorgaans eerst vergeleken met analytische of numerieke resultaten alvorens conclusies getrokken worden. Voor de berekening van de omvang van de mengzone (de zone die niet meer aan de normstelling voldoet) in het midfield zowel als voor de opbouw van grootschaliger temperatuur verhogingen worden tegenwoordig veelal numerieke 3D modellen gebruikt op een betrekkelijk fijn horizontaal modelrooster. Ook is fijnschalige (sub-grid) modellering met 3D deeltjes verspreiding mogelijk. Hierbij wordt gebruik gemaakt van een tevoren berekende 2D-dieptegemiddelde of een 3D waterbeweging op een grover grid. Deze methode is geschikt voor situaties met geringe lozingsdebieten

Aanbevolen wordt om diepte gemiddelde modellen niet te gebruiken voor situaties waarin de oppervlakte temperatuur afwijkt van de gemiddelde watertemperatuur. Wanneer deze weg toch wordt bewandeld dient voor dit effect gecorrigeerd te worden in de berekening dan wel in de waardering van de resultaten. Aanbevolen wordt dwarsdoorsnede gemiddelde modellen niet te gebruiken voor de berekening van de grootte van de mengzone. Bij toepassing van dwarsdoorsnede gemiddelde modellen voor situaties met horizontale temperatuur verschillen dient hiervoor gecorrigeerd te worden in de berekening dan wel in de waardering van de resultaten. Beter is het in deze gevallen 3D modellen te gebruiken.

Warmtebalans en afkoeling

Wanneer eenmaal geloosd water weer terug kan keren op het punt van lozing, dan wel wanneer de horizontale verversingssnelheid gering is ten opzichte de horizontale verspreiding van de lozing dient de zo ontstane verhoging van de achtergrondtemperatuur in de berekening te worden meegenomen.

Het verdient aanbeveling de achtergrondtemperatuur te berekenen in die gevallen dat de achtergrond temperatuur niet eenvoudig uit veldmetingen of historische meetgegevens afgeleid kan worden.

Warmtebalansmodellen moeten worden gebruikt wanneer men de natuurlijke achtergrondtemperatuur van een (stuk van het) watersysteem wil kunnen beschrijven onder invloed van de seizoensmatig veranderlijke atmosferische omstandigheden.

Ook voor de bestudering van het ontstaan en verdwijnen van temperatuurgelaagdheid in diepere watersystemen zoals meren, zandwinputten en de Noordzee worden deze modellen aanbevolen.

Het verdient daarbij aanbeveling om in één verspreidingsmodel de aanbevolen vergelijkingen voor de volledige warmtebalans onder te brengen sámen met het daaruit afgeleide zelfkoelingsgetal als functie van de watertemperatuur en de windsnelheid. Met een dergelijk instrument kan een gedegen vergelijking tussen beide benaderingen in verschillende situaties worden gemaakt. Onder een situatie wordt dan een combinatie van een waterlichaam, een meteorologische situatie en een typerende warmtelozing verstaan.

6 Literatuur

- Aalderink, R. H. 1996. Procesbeschrijvingen DUFLOW Watertemperatuur. Landbouwuniversiteit Vakgroep Watekwaliteitsbeheer en Aquatische Ecologie, -18.
- Adams, E. E. and Koussis, A. D. 1980. A transient analytical model for shallow cooling ponds. Report 262, Massachusetts Institute of Technology, Department of Civil Engineering, Cambridge, Massachusetts (US); 23 p.
- Adelaja, O. M. and Adams, E. E. 1990. Comparison of cooling lake mathematical models for Mount Storm Lake. Report R90-4, MIT, Ralph M. Parsons Laboratory, Aquatic Science and Environmental Engineering, 1990 (March), Cambridge [MA-USA]; 102 p.
- Baptist, M. J. 1998a. EIA's on cooling water discharge in the marine environment of The Netherlands and The United Kingdom. Report Z 2309, WL | Delft Hydraulics, 1998 (feb.), Delft; 74 p.
- Baptist, M. J. 1998b. Review of six european environmental impact assessments on cooling water discharges. Report Z 2309.10, WL | Delft Hydraulics, 1998 (feb.), Delft, NL; 38 p.
- Baumgarter, D. J., Frick, W. E., and Roberts, P. J. 1994. Dilution Models for Effluent Discharges. Dilution Models for Effluent Discharges. Ed. 3rd,
- Berkhoff, J. C. W. and Eysink, W. D. 1969. Transport of pollutants or heat in a system of channels (Verspreiding van afvalstoffen of warmte in netwerkstelsels). WL | Delft Hydraulics, 1969-1974, Delft, NL; vol. C70, pp.-3.
- Bijvelds, M. D. J. P. 1995. Towards numerical modelling of cooling water discharges and related phenomena. Thesis (MSc.), TU Delft, Department of Civil Engineering, 1995, Delft, The Netherlands; 116p.
- Blumberg, A. F. and Goodrich, D. M. 1990. Modeling of wind-induced destratification in Chesapeake Bay. Estuaries,vol. 13, pp. 231-249.
- Bormans, M., and Webster, T. 1998. Dynamics of Temperature Stratificvation in Lowland Rivers. Journal of Hydraulic Engineering, vol. 124, pp. 1059-1063.
- Le Bosquet, A.M. jr., 1946. Journ. New. Engl. Wat. Works Ass. 60, 1946.
- Bowie, G.L., Mills, W. B., Porcella, D. B., Campbell, C. L., Pagenkopf, J. R., Rupp, G. L., Johnson, K. M., and Chamberlin C.E. 1985. Rates, Constants, and Kinetics Formulations in Surface Water Quality Modeling (Second Edition). Report EPA/600/3-85/040, EPA Environmental Research Laboratory, Athens, GA (US); 134 p.
- Brady, D.K., W.L. Graves, and J.C. Geyer. 1969. Surface Heat Exchange at Power Plant Cooling Lakes. Cooling Water Discharge Project report No. 5. Edison Electric Institute Publ. No. 69-901 New York
- Breemen, A. N. and Kok, G. J. G. 1980. Thermal stratification and deep man-made lakes: an evaluation of a predictive model. Hydrobiol.Bull., 158-168.
- Brocard, D. N. and Murthy, P. 1985. Finite elements model study of castle peak cooling water discharge Hong Kong. Report 55.61, Worcester Polytechnic Institute, Alden Research Laboratory, 1985 (aug.), Holden; 143 p.

Brown, G.W., 1969. Predicting Temperatures of Small Streams. Water Resources Res. 5, 68-75.

- Brunt, D. 1932. Notes on Radiation in the Atmosphere. Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society, 389-418.
- Carter H.H. and Regier R. The three dimensional heated surface jet in a cross flow. The chnical Report no 88, Cheasapeake Bay Inst., John Hopkins Univ., Baltimore, Md. Nov. 1974.
- Chapra, S. C. 1997. Heat Budgets.In: Surface Water-Quality Modelling McGraw-Hil,New York NY, 576p. ISBN0-07-115242-3.
- CIW, 2000. Emissie-immissie; prioritering van bronnen en de immissie-toets. Commissie Integraal Waterbeheer (ciw), juni 2000.
- Cole, T. M. and Buchak, E. M. 1995. CE-QUAL-W2: A two-dimensional, laterally averaged, hydrodynamic and water-quality model, version 2.0, user's manual. Report EL-95-1, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi; 57 p.
- Commissie Koelwaternormen. 1976. Koelwateronderzoek in Nederland. Stand van zaken 1 mei 1976. Report WH-76.12, Commissie Koelwaternormen, 1976(Juni), 's-Gravenhage; 42 p.
- Deas, M. and Lowney, C. 2000. Water Temperature Modeling Review. The California Water & Environmental Modeling Forum, -117.
- Dedden, W. W. 1984. Diffusorlozing van koelwater : state-of-the-art nearfield beschrijving. Delft : WL, 1984 (juni), 51 p.
- Delvigne, G.A.L., Karelse, M. en C.B. Vreugdenhil, 1974. Momentum and mass transfer in stratified flows, report R880, WL | Delft Hydraulics, 1974
- Delvigne, G. A. L. 1992. Seawater recirculation study for Badak LNG Terminal at Bontang, Kalimantan. Report D40, WL | Delft Hydraulics , 1992, Delft, Nl; 3 p.
- Delvigne, G. A. L. 1995. Cooling water outfall for Oman LNG Complex, AL Ghalilah. Report Z 0923, WL | Delft Hydraulics , 1995 (aug.), Delft, NL; 25 p.
- Delvigne, G. A. L. 1998. Alba Calciner and desalination plant, Bahrain : outlet/intake recirculation study. Report H 3319, WL | Delft Hydraulics, 1998 (dec.), Delft, The Netherlands; 64 p.
- Delvigne, G. A. L. and Hulsen, L. J. M. 1992. Mathematical model study (deel van 'Seawater recirculation study for Badak LNG Terminal at Bontang, Kalimantan'). WL | Delft Hydraulics, 1992 (okt.), Delft, NL; vol. 55.96, pp.-206.
- Delvigne, G. A. L. and Karelse, M. 1998. Hydrodynamic modelling and thermal recirculation. Report H 3153, WL | Delft Hydraulics, 1998 (dec.), Delft, NL; 60 p.
- Doneker, R. L. and Jirka, G. H. 2001. CORMIX-GI systems for mixing zone analysis of brine wastewater disposal. Desalination, Elsevier Science B.V., vol. 139, pp. 263-274.
- Dunn, W. E., Policastro, A. J., and Paddock, R. A. 1975. Water resources research program : surface thermal plumes evaluation of mathematical models for the near and complete field. Report ANL / WR-75-3, Argonne National Laboratory, 1975 (May), Argonne [IL-USA]; 2 p.
- Duttweiler, D. W. 1963. A mathematical model of stream temperature. Baltimore : Johns Hopkins University, 1963, -139.
- Edinger, J. E., Buchak, E. M., and Kaplan, E. 1972. Generic emergency cooling pond analysis : emergency cooling pond analysis and the theoretical basis of the GEPA computational program. US Atomic Energy Commission, 1972, 156 p.

- Edinger, J. E. and Geyer, J. C. 1965. Heat exchange in the environment. Johns Hopkins University, Sanitary Engineering and Water Resources, 1965 (Jun.), Baltimore; 253 p.
- Edinger, J. E., Geyer, J. C., and Brady, D. K. 1974. Heat Exchange and Transport in the Environment. Report 49/14, The John Hopkins University Department of Geography and Environmental Engineering, Baltimor; 139 p.
- Eysink, W. D. 1971. Gargano thermal power plant : model study of cooling water recirculation. Report 53.21, WL | Delft Hydraulics, 1971 (mei), Delft, The Netherlands; 89 p.
- Eysink, W. D. 1972. Modelonderzoek van de koelwaterlozing van SHELL Nederland Chemie N.V. te Moerdijk. Report 51.91, WL | Delft Hydraulics, 1972 (juni), Delft, The Netherlands; 88 p.
- Eysink, W. D. 1975. Vergelijking tussen natuurmetingen en modelonderzoek aan de koelwaterlozing van Shell Nederland Chemie B.V. te Moerdijk. Report 51.91/ M 1163 b/S 0093, WL | Delft Hydraulics, 1975 (Mar), Delft, The Netherlands; 24 p.
- Findikakis, A. N. and Law, W. K. 1999. Wind-mixing in temperature simulation for lakes and reservoirs. Journal of Environmental Egineering (Am.Soc.Civ.Eng.), American Society of Civil Engineers, vol. 125, pp. 420-428.
- Fontane, D. G., Howington, S. E., Schneider, M. L., and Wilhelms, S. C. 1993a. WESTEX: A numerical one-dimensional reservoir model (Report 1 User's manual). Report W-93-2 125 p.
- Fontane, D. G., Howington, S. E., Schneider, M. L., and Wilhelms, S. C. 1993b. WESTEX: A numerical one-dimensional reservoir model (Report 2 - Programmer's manual, pp. 482-484. Report W-93-2 125 p.
- Gil, A. E. 1982. Atmosphere-Ocean dynamics. Academic Press: International Geophysics Series,
- Goede, de. 1997. Expanded site search for a new Hong Kong power station : thermal modelling report. Report Z 2219, WL | Delft Hydraulics, 1997 (juli), Delft, NL; 186 p.
- Graves, W. L. and Geyer, J. C. 1973. Cooling pond temperature models. Johns Hopkins University, Department of Geography and Environmental Engineering, 1973 (Apr.), Baltimore; 91 p.
- Hamon, R. W., Weiss, L. L., and Wilson, W. T. 1954. Insolation as an Empirical Function of Daily Sunshine Duration . Monthly Weather Review, vol. 82, pp.
- Hamrick, J. M. 1992. A three dimensional computer Environmental Fluid Dynamics Computer Code: Theoretical and Computational Aspects. 36 p.
- Harleman, D. R. F. 1977. Analysis of Cooling Effectiveness and Transient Long-Term Simulations of a Cooling Lake with application to the North Anna Power Station. Report 232, Ralph M. Parsons Laboratory, MIT, Cambridge, MA;
- Harleman, D. R. F., Brocard, D. N., and Najarian, T. O. 1973. A predictive model for transient temperature distributions in unsteady flows. Report 175, MIT, Department of Civil Engineering, 1973 (Nov.), Cambridge, Massachusetts; 103 p.
- Harleman, D. R. F., Jirka, G. H., and Stolzenbach, K. D. 1976. Heat disposal in the water environment : preliminary draft lecture notes for the international advanced course Heat disposal from power generation, August 23-28, 1976, Dubrovnik, Yugoslavia # Heat disposal from power generation. MIT, Cambridge, Massachusetts; -ca.
- Hatfield, J. L., Reginato, R. J., and Idso, S. B. 1983. Comparison of Long-Wave Radiation Calculation Methods Over the United States. Water Resources Research,vol. 19, pp. 285-288.

- Heling, V Maderich, V Koshebutsky, 2001. Cooling Water Discharges by the Power Plant Bergum Validation of a thermic 3D model on the Bergumermeer. NRG report October 2001 20758/01.55297/l
- Heling, R., Maderich, V. and N. Margvelashvilii, 2000 Cooling Water in the Rotterdam Harbour. 3D Model Evaluation of the Environmental Impact, NRG Report June 2000 910206/00.55263/P
- Heling, R. and J. Hart., 2000. Koelwaterlozing door AVR Rotterdam. (2000) Modelevaluatie van de temperatuur in de Maashaven. NRG rapport. Oktober 2000, P20524/00.55405/P
- Heling, R, Maderich, V. and I. Brovchenko, 2001. Koelwaterlozingen SITA 3D modellering van de thermische effecten in de Nieuwe Waterweg. 15 Oktober 2001 P20766/01.55347
- Helfrich, K. R., Adams, E. E., odbey, A. L., and Harleman, D. R. F. 1982. Evaluation of Models for Predicting Evaporative Water Loss in Cooling Impoundments. Report CS-23251, Electric Power Research Institute, Palo Alto, CA;
- Hindley, P. D., Miner, R. M., and Cayot, R. F. 1987. Estimates of temperature distributions resulting from the cooling water discharge modeling of Pittsburg power plant units 1-7. Pacific Gas and Electric Company, Department of Engineering Research, 19870 (May), -25.
- Hoogendoorn, D. 1980. Integraal model oppervlaktelozingen van koelwater : toepassingsmogelijkheden van het PDS-model. Report S 0350, WL | Delft Hydraulics, 1980 (nov.), Delft, NL; 121 p.
- Hoogendoorn, D. 1983. Oppervlaktelozing van koelwater : state-of-the-art nearfield beschrijving. Delft : WL, 1983 (apr.), 29 p.
- HRS. 1978. A numerical model for background temperature fields. Report EX-806, Hydraulics Research Station (HRS), 1978 (Feb.), Wallingford, England; 87 p.
- Hurley Octavio, K., Watanabe, M, Adams, M., Jirka, G. H., Helfrich, F. R., and Harleman, D. R. F. 1980. Mathematic predictive models for cooling ponds and lakes: Part B - User's Manual and Application of MITEMP. Report 262
- Imberger, J. and Hamblin, P. (1982) Dynamics of lakes, reservoirs and cooling ponds. Annual Review of Fluid Mechanics, 14: 153-187.
- Jirka, G. H., Doneker, R. L., and Hinton, S. W. 1996. User's Manual for CORMIX: A Hydrodynamic Mixing Zone Model And Decision Support System for Pollutant Discharges into Surface Waters. -152.
- Jirka, G.H. Multiport diffusers for heat disposal: A summary. Journal of the Hydraulics Division, Proc. of ASCE, Vol. 108, No. HY12, November 1982
- Jirka, G.H., Abraham, G. and D.R.F. Harleman, 1975. An assessment of techniques for hydrothermal prediction. Technical report no. 203. R.M. Parsons Lab. for Water Resources and Hydrodynamics, Detp. of Civ. Eng. Massachsetts. Inst. of Techn., Cambridge, Mass.
- Jirka, G.H., Adams, E.E. and K.D. Stolzenbach, 1981. Buoyant surface jets. Journal of the Hydraulics Division, Proc. of the ASCE, Vol. 107, no HY 11.
- Johnson, B. H., Kim, K. W., Heath, R. E., Butler, H. L., and Hsieh, B. B. 1991. User's guide for a three-dimensional numerical hydrodynamic, salinity, and temperature model of Chesapeake Bay. Report 58.36, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Hydraulics Laboratory and Coastal Engineering Research Center, 1991 (Oct.), Vicksburg [MS-USA]; 81 p.

- Kaaij, van der. 1991. Recirculation study for LNG-terminal near Marmara Ereglisi, Turkey. Report Z 0474, WL | Delft Hydraulics, 1991 (nov.), Delft, NL; 57 p.
- KEMA. 1973. Rapport betreffende de afkoeling van geloosd koelwater door warmteoverdracht aan de atmosfeer. KEMA, 1973, Arnhem, The Netherlands;
- Kim, K. S. and Chapra, S. C. 1997. Temperature Model for Highly Transient Shallow Streams. Journal of Hydraulic Engineering,vol. 123, pp. 30-40.
- Kirk, J.T.O., 1983. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. Cambridge University Press, Cambridge, 401 pp.
- Koberg, G. E. 1962. Methods to compute long wave radiation from the atmosphere and reflected solar radiation from a surface water. USGS Professional Paper, USGS,
- Koh, R. C. Y., Brooks, N. H., and List, E. J. 1974. Hydraulic modeling of thermal outfall diffusers for the San Onofre nuclear power plant. Report KH-R-30, California Institute of Technology, Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, 1974 (Jan.), Pasadena, CA; 118 p.
- Koh, R. C. Y. and Fan, L. N. 1970. Mathematical models for the prediction of temperature distributions resulting from the discharge of heated water into large bodies of water. Environmental Protection Agency, Water Quality Office, 1970 (Oct.), Washington; 219 p.
- Koorevaar, P., G. Menelik and C. Dirksen. Elements of Soil Physics. Development in Soil Science 13. Dept. of Soil Science and Plan Nutrition, Agricultural University of Wageningen, Wageningen, The Netherlands. Elsevier Science Publischers, B.V., New York, 1983.
- Kopman, R. and Markofsky, M. 2000. Three dimension water quality modelling with TELEMAC-3D. Hydrological Process,vol. 14, pp. 2279-2292.
- Cheung, S.K.B, Leung, D.Y.L, Wang, W., J.H.W. Lee and V. Cheung, 2000. VISJET A Computer Ocean Outfall Modeling System.University of Hong Kong.
- List, R. J. 1971. Smithsonian Meteorological Tables. Smithsonian Meteorological Tables. Ed. Sixth Revised Edition, Smithsonian Institution Press, Washington, D.C.,
- Ludikhuize, D. 1996. Modellering natuurlijke temperatuur oppervlaktewater. RIZA.
- Margvelashvili N., Maderich V., Zheleznyak M. (1997) THREETOX computer code to simulate three-dimensional dispersion of radionuclides in homogeneous and stratified water bodies. Radiation Protection Dosimetry, 73, 177-180
- Marmer, G. J. and Policastro, A. J. 1977. Evaluation of utility monitoring and preoperational hydrothermal modeling at three nuclear power plant sites. National Laboratory, 1977, Argonne, Illinois; 39 p.
- Martin, J. L. 1986. Simplified, steady-state temperature and dissolved oxygen model: user's guide. Report E-86-4, US Army Engineer Waterways Experiment Station (USAEWES), Environmental Laboratory, 1986 (Aug.), Vicksburg, Mississippi; 31 p.
- McQuirk, J. J. and Rodi, W. 1977. A depth-averaged mathematical model for side discharges into open channel flow. Report SFB 80/T/88, Karlsruhe : Universitaet Karlsruhe, Sonderforschungsbereich 80, 1977 (Mar.), 21 p.
- Meyer, A. F. 1942. Evaporation from Lakes and Reservoirs. Minnesota Resources Commission, St. Paul, MN;

- Miller, D. S. and Brighouse, B. A. 1984. Thermal discharges : a guide to power and process plant cooling water discharges into rivers, lakes and seas. BHRA, 1984, Cranfield; -221. ISBN0-906085-93-4.
- Minns, T. 2001. Tahaddart power plant : preliminary recirculation study. Report Z 3115, WL | Delft Hydraulics, 2001 (Mar), Delf, The Netherlands; 19 p.
- Mizutori, M. 1987. Adaptibility of numerical model of warm water diffusion considering natural water temperature variations. CRIEPI, Abiko Research Laboratory, 1987, Tokyo, Japan; -29.
- NOAA. 2002. Climatic Atlas of the United States. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) National Climatic Center, Asheville, NC.;
- Octavio, K. A. H., Jirka, G. H., and Harleman, D. R. F. 1977. Vertical heat transport mechanisms in lakes and reservoirs. MIT, Department of Civil Engineering, 1977 (Aug.), Cambridge, Massachusetts; 131 p.
- Octavio, K. H., Watanabe, M, Adams, E. E., and Jirka, G. H. 1980. User's manual and applications of MITEMP. Massachusetts Institute of Technology, Department of Civil Engineering, 1980 (April), Cambridge, Massachusetts; -230.
- Oke, T.R., 1983. Boundary Layer Climates. Second Edition. Routledge, New York, NY. 1983.
- Paddock, R. A., Policastro, A. J., and Frigo, A. A. 1973. Temperature and velocity measurements and predictive model comparisons in the nearfield region of surface thermal discharges. Report ANL/ES-25, Argonne National Laboratory, Center for Environmental Studies, 1973 (Oct.), Argonne, Illinois (US); 170 p.
- Parker, F. L., Benedict, B. A., and Tsai, C. E. 1975. Evaluation of mathematical models for temperature prediction in deep reservoirs. Report EPA-660/3-75-038, Vanderbilt University, 1975 (Jun.), Nashville; 205 p.
- PGEM. 1984. Koelwaterstudie centrale Gelderland : eindverslag van de studies en metingen betreffende de koelwatervoorziening van de centrale Gelderland. Report 51.42, PGEM, 1984 (apr.), Arnhem, The Netherlands; 46 p.
- Pinheiro, A. C. F. and Ortiz, J. P. 1999. Comparative analysis of heated water dispersion in stillwater body using software CORMIX1, PHOENIX and PLUMAC2.2. 6.
- Quamrul Ahsan, A. K. M. and Blumberg, A. F. 1999. Three-Dimensional Hydrotermal model of Onondaga Lake, New York. Journal of Hydraulic Engineering,vol. 125, pp. 912-923. ISBN0733-9429/99/0009-0912-0923.
- Ragas, A.M. J. en R.S.E.W. Leuven, 1996. Immissiebeoordeling van afvalwaterlozingen. Een inventarisatie van uitgangspunten, procedures en modellen in het buitenlandse waterbeheer.
- Rastogi, A. K. and Rodi, W. 1980. Two- and three-dimensional calculations of heat and mass transfer in open channel flows. Report SFB 80/T/89, Universitaet Karlsruhe, Sonderforschungsbereich 80, 1977 (Mar.), Karlsruhe, Germany; 23 p.
- Ridder, de. 1989a. Waterkwaliteitsmodel (MODQUAL) voor de Maas in België en Nederland. Report 51.92, WL | Delft Hydraulics, 1989 (nov.), Delft, NL; 48 p.
- Ridder, de. 1989b. Waterkwaliteitsmodel MODQUAL-Maas. Report 51.92, WL | Delft Hydraulics, 1989 (dec.), Delft, NL; 51 p.

- Ridder, de A. C. and Veen, van der R. 1989. Modellering van de surplus temperatuur met behulp van het model MODQUAL-Maas. Report T 0206, WL | Delft Hydraulics, 1989 (nov.), Delft, The Netherlands; 34 p.
- RIZA, 1996. Warmte-emissies in Wvo-vergunningen: een handreiking voor vergunningverleners. RIZA Nota nr: 96.027 ISBN 9036945593.
- Rodi, W. 1980. Mathematical and physical models of heat dissipation : aquatic system models. International Atomic Energy Agency (IAEA), 1980, Vienna, Austria; -12.
- Rodi, W. 1984. Turbulence models and their application in hydraulics: a state of the art review. IAHR Internation Association of Huydraulic Research, -104. ISBN 9021270021.
- Rodi, W., Pavlovic, R. N., and Srivatsa, S. K. 1980. Prediction of flow and pollutant spreading in rivers. Universitaet Karlsruhe, "Ausbreitungs- und Transportvorgaenge in Stroemungen", 1980 (Sep.), Karlsruhe, Germany; -63.
- Roesner, L. A., Giguere, P. R., and Evenson, D. E. 1977. User's Manual for the Stream Quality Model QUAL-II. USEPA - Center for Water Quality Modeling, Athens, GA.;
- Rosati, A. and Miyakoda, K. 1988. A general circulation model for upper ocean simulation. Journal of Physical Oceanography,vol. 18, pp. 1601-1626.
- Ryan, P. J., Harleman, D. R. F., and Stolzenbach, K. D. 1974. Surface heat loss from cooling ponds. Water Resources Research,vol. 10, pp. 930-938.
- Saft, R. J. 1996. Warmte-emissies in Wvo-vergunningen : een handreiking voor vergunningverleners. RWS,RIZA, 1996 (apr.), Lelystad, NL; 32 p.
- Salhotra, A. M., Adams, E. E., and Harleman, D. R. F. 1986. A coupled heat, salt and water balance model of evaporation and stratification in saline terminal lakes : an application to the Dead Sea. Report 311, Massachusetts Institute of Technology, 1986 (apr.), Cambridge, Massachusetts; 377 p.
- Safaie, B. Mixing of horizontal buoyant surface jet over sloping bottom. HEL 27-4, Hydraulic Engineering Laboratory, College of Engineering, University o California, Berkely, California, July 1978 (see also J. of the Waterway Port Coastal and Ocean Division. Vol. 105 no. WW4 Nov. 1979).
- Schönfeld, J.C., Kranenburg, C. Dichtheidsstromen en interne golven. Handleiding college b81, Technische Hogeschool Delft, Afd. Civ. Techniek. Delft, 1981
- Shah, R. K., Ganic, E. N., and Yang, K. T. 1988. Experimental heat transfer, fluid mechanics, and thermodynamics : proceedings of the first world conference, Dubrovnik, Yugoslavia, September 4-9, 1988. Elsevier, 1988, New York . 1783. ISBN0-444-01337-7.
- Shanahan, P. 1985. Water Temperature Modeling: a practical guide. Proceedings of Stormwater and Water Quality Model Users Group Meeting (April 12-13, 1984)\, Report EPA-600/9-85-003, EPA Environmental Research Laboratory, Athens, GA (US); 25 p.
- Shiers, P. F. and Marks, D. H. 1973. Thermal pollution abatement evaluation model for power plant siting. MIT, Energy Laboratory, 1973, Cambridge, Massachusetts: 350 p.
- Shirazi, M.A. and Davis L.R. Workbook on thermal plume predictions, Vol. 2, Surface discharges . Report no. EPA-r2-72-0056. U.S. Environmental Protecton Agency, Corvallis. Oreg., May 1974.

- Shreiner, S. P., Krebs, T. A., Strebel, D. E., and Brindley, A. 2002. Testing the CORMIX model using thermal plume data from four Maryand power plants. Environmental Modelling & Software,vol. 17, pp. 321-331.
- Silberman, E. and Stefan, H. 1970. Physical (hydraulic) modeling of heat dispersion in large lakes : a review of the state of the art. St. Anthony Falls Hydraulic Laboratory, 1970 (Aug.), Minneapolis [MN-USA]; 110 p.
- Silva, W. and Postma, L. 1987. Water quality modelling in the Netherlands. Rijkswaterstaat, Dienst Binnenwateren, Arnhem, 1987 28.
- Sinokrat, B. A. and Stevan, H. G. 1993. Stream temperature dynamics: measurements and modeling. Water Resources Research,
- Sinokrot, B. A. and Stefan, H. G. 1992. Deterministic modeling of stream water temperatures : development and applications to climate change effects on fish habitat. Report 58.42, University of Minnesota, St. Anthony Falls Hydraulic Laboratory, 1992 (Dec.), Minneapolis [MN-USA]; 216 p.
- Sirca, A. and Rajar, R. 1999. Modelling of thermal pollution in reservoirs of run-of-river hydro powerplants.
- Steenkist, R. 1993. Inventarisatie van beschikbare modellen voor de verspreiding van koelwaterlozingen in kustwateren en estuaria.
- Stolzenbach, K.D. and D.R.F. Harleman, 1971. An analytical and experimental investigation of surface discharges of heated water . Report no 135, R.M. Parsons Lab. for Water Resources and Hydrodynamics, Dept. of Civ. Eng., Massachusetts Inst. of Tech., Cambridge, Mass. Febr. 1971.
- Stolzenbach, K.D. and D.R.F. Harleman, 1971. A User's manual for three-dimensional heated surface discharge computations. Report no 156, R.M. Parsons Lab. for Water Resources and Hydrodynamics, Dept. of Civ. Eng., Massachusetts Inst. of Tech., Cambridge, Mass. September 1972.
- Stortelder, B. J. M. 1996. Verspreiding koelwater: Evaluatie van modellering van koelwaterpluimen met behulp van CORMIX.
- Summer, W., Schmidt, O., and Zhang W. 1994. Buoyant surface discharges analysed by the expert system CORMIX and compared with Delft Hydraulics Laboratory data under varying flow conditions. Hydroinformatics '94, Proceedings of the International Association for Hydraulic Research, Rotterdam; Balkema Vol. 1, pp. 239-244. ISBN 90-54105127.
- Sutton, O.G. Micrometereology. New York: McGraw Hill, 1953.
- Svensson, G. and Bijker, E. W. 1951. Centrale Merwedehaven uitmonding koelwater afvoerkanaal in kolenhaven te Dordrecht : verslag modelonderzoek. Report M 0393, WL | Delft Hydraulics, 1951 (Oct.), Delft, NL; 18 p.
- SWDNR, State of Washington Department Natural Resources. 1990. Evaluation of prediction models and characterization of stream temperature regimes in Washington. State of Washington Department Natural Resources,
- Sweers, H. E. 1974. Two Methods to Measure the Heat Dissipation of Discharged Cooling Water; a Phenomenological Approach. Elektrotechniek, 615-618.

- Sweers, H. E. 1976. A monogram to estimate the heat exchange coefficient at the air-water interface as a function of windspeed and temperature; a critical survey of some literature. J.of Hydrology,vol. 30, pp.
- Tennessee Valley Authority. 1972. Heat and Mass Transfer Between a Water Surface and the Atmosphere. Report 14, Water Resources Research Laboratory, Norris, TN.;
- Tetra Tech Inc., 2000. Ocean circulation and plume dispersion modeling review, with emphasis on orange county sanitation district's offshore outfall and wastewater plume. Prepared for Orange County Sanitation Districe, California.
- Thackston, E. L. 1974. Effect of Geographical Location on Performance of Recirculating Cooling Ponds. Report 660/2-74-085, USEPA,
- Thomann, R. V. and Mueller, J. A. 1987. Principles of surface water quality modeling and control. Principles of surface water quality modeling and control. Harper & Row, 1987; New York, New York. 644p. ISBN0-06-046677-4.
- Throne, R. F. 1951. How to Predict Cooling Lake Action . Power, vol. 95, pp. 86-89.
- Trawle, M. J. 1976. Heat dispersion in physical estuarine models. US Army Engineer Waterways Experiment Station, Hydraulics Laboratory, 1976-., Vicksburg, Mississipi;
- Uittenbogaard, R. E. and Kester, van. 1996. Modelling seasonal temperature stratification with TRIWAQ : a preparatory study based on one-dimensional computations. Report Z 0978, WL | Delft Hydraulics, 1996 (mrt.), Delft; 89 p.
- USEPA. 1997. Compendium of tools for watershed assessment and TMDL Development . U.S. Environment Protection Agency, Office of Wetlands, Oceans and Watersheds.
- Viollet, P. L. 1981. On the modelling of turbulent heat and mass transfer for the computation of buoyancy affected flows. Report E44/81.16, Electricite de France (EDF), Direction des Etudes et Recherches, 1981 (feb.), Chatou, France; 12 p.
- Vugts, H. F. Calculation of Temperature Variations of Small Mountain Streams. To be published in J. Hydrol., 1974.
- Wells, S. A., Adams, E. E., and Harleman, D. R. F. 1982. Calibration and Verification of the Cooling Lake Model for North Anna Power Station during the period July 1978-September 1981. Report 272, Ralph M. Parsons Laboratory - MIT, Cambridge, MA;
- Wemelsfelder, P. J. 1968. Wordt warmtelozing door centrales in de toekomst een probleem ? De Ingenieur, in: De Ingenieur, Bouw- en Waterbouwkunde 15(Koelwaternummer), 20 December 1968, p. B 179-B 198., vol. 15, pp. B179-B198.
- Wiggers, J. B. M., Donze, M., van Mazijk, A., and Bolier, G. 1998. Processen in het watermilieu.
- Wilcox, D.C., 199, Turbulence Modeling for CFD. 2nd edition. DCW Industries. La Cañada, California.Winterwerp, J. C. 1986. Koelwaterlozingen : state-of-the-art farfield beschrijving . WL | Delft Hydraulics, 1986 (feb.), Delft, NL; 39 p.
- Wunderlich, 1972. TVA (Tennessee Valley Authority). Heat and Mass Transfer Between a Water Surface and the Atmosphere. Water Resources Research Laboratory Report No. 14. Tennessee Valley Authority, Division of Water Control Planning, Engineering Laboratory, Norris, TN. April 1972.
- WL | Delft Hydraulics, 1986. Deelstudie Waterbeweging en Menging fase 2. Project Pompaccumulatie Centrale IJsselmeer. T 124.

- WL | Delft Hydraulics, 1987. Uitbreiding centrale Borssele met een kolengestookte eenheid (Sloe 1). Extern koelwatercuit en thermische recirculatie.
- WL | Delft Hydraulics, 1993. Koelcapaciteit Hollandsdiep. In opdracht van RWS-Directie Zuid-Holland, Industrie- en havenschap Moerdijk, Shell Nederland Chemie B.V. en NV EPZ Nederland.
- WL | Delft Hydraulics, 2001. Delft 3D-Flow User Manual.
- Zimmerman, J.T.F., 1974. On the Diurnal Heat Balance and Temperature Cycle of Natural Streams. Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology. Vol. 23, No. 3-4, 1974.
- Zison, S. W., Deimer, D., and Mills, W. B. 1978. Rates, constants and kinetics formulations in surface water quality modeling. Lafayette : Treta Tech, 1978 (Dec.), 335 p.

Zitta, V. L. and Douglas, G. W. 1975. Heat dispersion in physical estuarine models. US Army Engineer Waterways Experiment Station, Hydraulics Laboratory, 1975, Vicksburg, Mississipi; 21 p.

Bijlage
A Begrippenlijst, symbolenlijst en conversietabel

Begrip	Omschrijving				
Achtergronds-temperatuur	Heersende temperatuur buiten het bestudeerde gebied waarin een				
	warmtelozing plaatsvindt. Bijvoorbeeld de temperatuur bovenstrooms van een				
	thermische lozing die beoordeeld moet worden. Niet noodzakelijk hetzelfde				
	als natuurlijke temperatuur, immers de achtergrond temperatuur kan door				
	warmtelozingen buiten het studiegebied hoger liggen dan de natuurlijke				
	temperatuur. Hiermee dient rekening te worden gehouden als de				
	achtergrondstemperatuur in plaats van de evenwichtstemperatuur in een				
	afkoelingmodel wordt gebruikt.				
Afkoelingsmodel	berekenen van de snelheid waarmee water met een temperatuur hoger (of				
	algemeen afwijkend) dan de achtergrondstemperatuur afkoelt. Hiertoe wordt				
	de warmtebalans dynamisch bijgehouden $(q_t \neq 0)$. Vaak toegepast bij				
	bestudering van warmtelozingen.				
Albedo (a)	Reflectiefactor. Dimensieloze grootheid die voor oppervlaktewater bepaalt				
	welk deel van de invallende zonnestraling, afhankelijk van de invalshoek en				
	golflengte van de straling, gereflecteerd wordt. Bereik in principe 0-1.				
	Empirische waarden in Nederland: 0.03 (langgolvige straling) tot 0.1				
	(kortgolvig).				
Bewolkingsgraad	fractie van de lucht door wolken bedekt (soms uitgedrukt in tienden of soms				
	als fractie van 1)				
buoyancy	opdrijving door dichtheidsverschillen (zoet op zout of warm op koud water)				
Dauwpuntstemperatuur	Die temperatuur waarbij waterdamp begint te condenseren door afkoeling van				
	de lucht zonder dat er vocht wordt toegevoerd of afgevoerd. Bij het bereike				
	van de dauwpuntstemperatuur is de lucht juist verzadigd met waterdamp; de				
	relatieve vochtigheid is dan net 100%. T_d volgt uit de tabel (of formule) voor				
	verzadigde dampdruk vs. temperatuur door de actuele dampdruk (pa) op te				
	zoeken; de bijbehorende temperatuur is T_d .				
Dampdruk	druk (mb) die het water in de lucht uitoefent. Niet direct (baar. De verhouding				
	tussen dampdruk en verzadinginsdampdruk is de relatieve vochtigheid.				
Declinatie (hoek)	Hoek die de aarde ten opzichte van de zon maakt, bepaald door de stand van				
"declination"	de aardas ("tilting angle") die afhankelijk is van het seizoen (dagnummer).				
Dichtheid van water	massa per volume eenheid. De dichtheid van water is het hoogst bij 4°C en is				
	ongeveer 1% lager bij 40°C.				
diffusor	constructie waarbij het koelwater geloosd wordt via een op de bodem				
	gesitueerde uitstroomopening. Er bestaan diverse soorten diffusors die van				
	elkaar verschillend in aantal en richting van de uitstroomopeningen				
	(samengesteld, alternating, staged en uni-directional)				
entrainment	het in de straal meegezogen worden van omgevingswater door het				
	snelheidsverschil tussen straal en omgeving				
Evenwichts-temperatuur	Die temperatuur waarbij de warmtebalans in evenwicht is $(q_t=0)$. Omdat				
(T _e)	warmteopname en warmteafgifte in balans zijn treedt geen verandering van				
	watertemperatuur op in de tijd. De evenwichtstemperatuur wordt in praktijk				
	meestal niet bereikt door snel wisselende (meteorologische) omstandigheden.				
	In de literatuur wordt T _e vrijwel altijd gebruikt voor natuurlijke				
	omstandigheden, dus uitgaande van een warmtebalans waarin warmtelozingen				
	niet opgenomen zijn. Feitelijk moet er dan dus gesproken worden van				
	natuurlijke evenwichtstemperatuur.				

farfield	gebied waar warmtetransport en temperatuursverdeling bepaald worden door			
	de beweging van het ontvangende water, door diffusie en door afkoeling naar			
	de atmosfeer			
Instralingshoek	Hoek die invallende zonnestraling maakt met het aardoppervlak. De hoek is			
"solar elevation angle"	het gecombineerde effect van de declinatie, de breedtegraad en de rotatie van			
	de aarde om haar as.			
Kleur-factor (β)	Factor die aangeeft in hoeverre een lichaam afwijkt van een volkomen zwart			
"emissivity"	lichaam. Een zwart lichaam straalt uit volgens de wet van Stefan-Boltzman:			
-	$q=\alpha.\epsilon.(T+273)^4$ waarbij $\epsilon=1$. Een wit lichaam straal niet uit, $\epsilon=0$). Water is			
	een bijna (0.97) zwart lichaam.			
Limietwaarde	zie onder mengzone			
Lineariseren	Een aantal warmtefluxen kent vergelijkingen waarin de water- of			
	luchttemperatuur tot de vierde macht voorkomt. In het verleden kon, door			
	gebrek aan rekenkracht, dit soort vergelijkingen niet eenvoudig opgelost			
	worden. Men zocht derhalve toevlucht in het lineariseren van de vergelijking:			
	rondom een bepaalde temperatuur (bijvoorbeeld 15 °C) werd de complexe			
	vergelijking door een lineaire vergelijking benaderd. Nadeel van deze			
	benadering is dat de lineaire vergelijking een (zeer) beperkte geldigheid heeft.			
	voor temperaturen die afwijken van de temperatuur waarvoor de lineaire			
	relatie is afgeleid mag de vergelijking niet gebruikt worden. Omdat de			
	formuleringen er ook ondoorzichtiger door worden is de kans op toepassing			
	buiten het geldigheidsdomein aanwezig.			
Luchtvochtigheid	Er zijn vier belangrijke luchtvochtigheidsindicatoren: de relatieve			
Lucito Contriguera	luchtvochtigheid (r), dauwpuntstemperatuur (T_d), de natteboltemperatuur (T_b)			
	en dampdruk (of dampspanning), p ₂			
Natte bol temperatuur	Lucht temperatuur gemeten met behulp van een thermometer waarvan de bol			
(T_{wb})	met een nat kousie bedekt is. Een lage natte-bol temperatuur is een indicatie			
(-w0)	voor droge lucht waar veel verdamping (en dus koeling) optreedt.			
nearfield	gebied waar de lozingskarakteristieken benalend zijn voor het			
hearnera	stroombeeld en de mengingsverschijnselen			
mengzone	de mengzone is een gebied in de nabijheid van het lozingspunt waar de			
(mixing-zone)	temperatuur (of de concentratie) groter is dan een limietwaarde. De			
()	limietwaarde is een in principe arbitrair gekozen waarde, bijvoorbeeld de			
	norm van 3°C verhoging ten opzichte van de omgevingswaarde. De			
	limietwaarde bepaalt de omvang van de mengzone. Aan de mengzone worden			
	eisen ten aanzien van de maximale grootte gesteld.			
	In de emissie-immissietoets wordt het mengzone concept in het geval van een			
	rivier of kanaal als een maatgevende afstand geinterpreteerd. De maatgevende			
	aistand is gedennieerd als 10 keer de breedte van de rivier met een maximum			
	MTR (Maximaal Toelaathaar Risico) gebruikt			
	De omvang van de mengzone wordt (gegeven de warmtelozing en			
	karakteristieken van het ontvangend oppervlaktewater) bepaald door de			
	gekozen limiet. De mengzone is dus een beleidsmatige grens terwijl de het			
	nearfield en het farfield fysisch gebaseerde grenzen zijn.			
Model	Verzamelbegrip voor representaties van essentiële aspecten van een			
	systeem, waarbij kennis gepresenteerd wordt in een bruikbare vorm.			
	N.B: veelal wordt bedoeld een programma in de computer (een			
	modelprogramma) met bijbehorende invoer. Het woord 'model' kan			
	echter ook slaan op wat opmerkingen op papier, een wiskundige			
	formulering, een schema of figuur.			
Modelprogramma	Wiskundige formulering in de vorm van een computerprogramma.			
r o	bedoeld om modellen mee te bouwen door middel van het invoeren van			
	gegevens			

Modelapplicatie	Modelprogramma dat is toegepast op een specifieke situatie		
Modelinstrumenatrium	Gekoppelde set van modelprogramma's		
Natuurlijke temperatuur	De temperatuur van een water als gevolg van heersende meteorologische condities. Temperatuurveranderingen door warmtelozingen zijn dus geen onderdeel van de natuurlijke temperatuur.		
Relatieve vochtigheid	verhouding van de hoeveelheid water in lucht bij bepaalde temperatuur en de hoeveelheid water in verzadigde lucht van diezelfde temperatuur		
Surplus temperatuur ("excess temperature")	Het verschil tussen de werkelijke temperatuur van het water (T) en de evenwichtstemperatuur van het water (T_e)		
Temperatuur	meting van de gemiddelde kinetische energie in een materiaal.		
Verdampingswarmte	hoeveelheid energie nodig om een hoeveelheid water te verdampen (J.kg ⁻¹).		
	De verdampingswarmte neemt af met de temperatuur van het water, dat wordt		
	verklaard door de warmtecapaciteit		
Warmte (energie)	de energie geassocieerd met willekeurige beweging van moleculen in een materiaal.		
Warmtecapaciteit	hoeveelheid warmte (energie) die nodig is om een bepaalde hoeveelheid (1kg)		
(Specifieke	een graad in temperatuur te verhogen. De warmtecapaciteit van water is 4x zo		
Warmtecapaciteit)	groot als die van lucht. Symbool C_s (J.kg ⁻¹ K ⁻¹). Vroeger soortelijke warmte.		
Zonneconstante	De zonneconstante is de gemiddelde energieflux die aan het aardoppervlak		
"solar constant"	(loodrecht op de instralingsrichting) ontvangen zou worden bij afwezigheid		
	van de atmosfeer. Omdat de afstand van de aarde tot de zon constant is, heeft		
	de zonneconstante een constante waarde van ongeveer 1368 W.m ⁻² .		

B Symbolenlijst

Symbool	Symbool Eenheid Beschrijving		Range van NL
-			waarden
α	-	albedo	0.03:0.1
β	mbar.°C ⁻¹	Bowen's constante in formulering voor geleiding (vgl. 17)	0.60 : 0.68
δ	mbar.°C ⁻¹	dampdruk temperatuur gradiënt (vgl. 11b)	
3	-	kleurfactor (emissivity)	0.5:0.97
ε _z	$m^2.s^{-1}$	effectieve turbulente diffusie coëfficiënt	
εz ₀	m ² .s ⁻¹	effectieve turbulente diffusie coëfficiënt zonder dichtheidsverschillen (homogene omstandigheden)	
σ	W.m ⁻² .K ⁻⁴	constante van Stefan-Boltzman	5.67 10 ⁻⁸
γ	graden	zonne instralingshoek	0:90
0 0	graden	breedtegraad	
δ	graden	declinatie, hoek van de zon ten opzichte van de evenaar ("tilting angle)"	
$\rho_{\rm w}$	kg.m ⁻³	dichtheid van water (bij 4°C)	1000
ρ _a	kg.m ⁻³	dichtheid van lucht (bij 15°C)	1.23
τ ₀	kg.ms2	bodemschuifspanning	
θ	°C	temperatuursurplus (T _e -T _w)	
λ	W.m ⁻¹ .K ⁻¹	warmte transportcoëfficiënt bodem	0.4-2.2
а	W.m ⁻² .mbar ⁻¹	coëfficiënt in windfunctie F(W)	
b	J.m ⁻³ .mbar ⁻¹	coëfficiënt in windfunctie F(W)	
А	m ²	oppervlakte watersysteem	
AR	-	oppervlakte ratio t.b.v. correctie windfunctie	
В	-	bewolkingsgraad, als fractie van 1	0-10
С	-	Brunt coëfficiënt	0.4:0.8
c _{Pa}	J.kg ⁻¹ .K ⁻¹	soortelijke warmte van lucht	1005
CP	J.kg ⁻¹ .K ⁻¹	soortelijke warmte van water	4215 (0°C) : 4176 (30°)
Е	m.s ⁻¹	verdampingssnelheid van water	
f(W)	m.s ⁻¹ .mbar ⁻¹	windfunctie voor verdamping	
F(W)	W.m ⁻² .mbar ⁻¹	windfunctie voor verdamping (inclusief $L_e en \rho_w$)	
g	m.s2	zwaartekrachtsversnelling	9.81
h	m	waterdiepte	
Le	J.kg-1	verdampingswarmte van water (bij 0°C)	2.50×10^{6}
0	m ²	oppervlakte van watersysteem	
Р	mbar	atmosferische druk	1000
pa	mbar	actuele dampdruk van de lucht	0:30
p _{sa}	mbar	verzadigingsdampdruk van de lucht ook wel verzadigingsdampspanning genoemd	5:30
p _{sw}	mbar	dampdruk van de lucht vlak boven het water (berekend uit verzadigingsdampdruk horend bij T _w)	5:30
qt	W.m ⁻²	totale warmteflux	
q _{sc}	W.m ⁻²	clear sky radiation, kortgolvige zonnestraling bij heldere, onbewolkte atmosfeer	

Symbool	Eenheid	Beschrijving	Range van NL waarden
q_{sw}	W.m ⁻²	kortgolvige zonnestraling in atmosfeer	20:350
q _{sr}	W.m ⁻²	gereflecteerde kortgolvige zonnestraling	
q _{an}	W.m ⁻²	netto kortgolvige straling die water opwarmt	
q _a	W.m ⁻²	langgolvige atmosferische straling	200:400
q_{ar}	W.m ⁻²	gereflecteerde langgolvige zonnestraling	
q _{an}	W.m ⁻²	netto langgolvige straling die water opwarmt	
q _{br}	W.m ⁻²	langgolvige uitstraling door water	305 : 465
q _{le}	W.m ⁻²	latente (niet voelbare) warmte stroom gepaard gaand met verdamping	20:250
q _{lc}	W.m ⁻²	latente (niet voelbare) warmte stroom gepaard gaand met condensatie	
q _{sg}	W.m ⁻²	warmtestroom als gevolg van geleiding tussen lucht en water	-100 : 150
q _{rb}	W.m ⁻²	warmtestroom als gevolg van geleiding tussen water en bodem	
r	%	relatieve luchtvochtigheid (p _a /p _{sa})	0:100
R	-	Bowen ratio	
S	W.m ⁻²	zonneconstante	1368
S'	W.m ⁻²	S gecorrigeerd voor datum, tijd en plaats op aarde	0:1368
T _a	°C	actuele luchttemperatuur op enkele meters hoog gemeten	
T _d	°C	Het dauwpuntstemperatuur of dauwpunt	
T _e	°C	Evenwichtstemperatuur van oppervlaktewater	
T _w	°C	Temperatuur van het oppervlaktewater gemeten enkele cm onder het lucht-water vlak	0:30
T_{wb}	°C	natte bol temperatuur	
u	m.s ⁻¹	stroomsnelheid van het water	
Wa	m.s ⁻¹	windsnelheid gemeten op a meter boven het wateroppervlak	
Ζ	$W.m^{-2}.°C^{-1}$	zelfkoelingsgetal	10:80

Q3315

C Conversietabel

van	naar	vermenigvuldig met	= waarde
feet	m	1/0.3048	3.28
$J.s^{-1}.m^{-2}$	$W.m^{-2}$	1.0	
$Cal.s^{-1}.m^{-2}$	$W.m^{-2}$	4.184	
Cal.cm ⁻² .min ⁻¹	$W.m^{-2}$	4.184/60*10000	
BTU	Joule	1056	
$BTU.ft^{-2}.day^{-1}$	$W.m^{-2}$	1056/(0.3048) ² /86400	0.13157
BTU.lb ⁻¹	J.kg ⁻¹	1056/0.45	2347
BTU.ft ⁻² .dag ⁻¹ .mmHg ⁻¹	W.m ⁻² .mbar	1056/0.3048 ² /86400*0.769	01.10118
Ly (Langley)	cal.cm ⁻²	1	
Ly.dag ⁻¹	$W.m^{-2}$	4.4*10000/86400	0.484
mmHg	mbar	0.769	
mbar	Pa	10 ⁵ /1000	100
mbar	hPa	1	
Pa	$N.m^{-2}$	1	
°C	°F	32+9/5x°C	
°F	°C	5/9x(°F-32)	
(land)mijl.uur ⁻¹	$m.s^{-1}$	1609/3600	0.447
(zee)mijl.uur ⁻¹	$m.s^{-1}$	1852/3600	0.514