
Analyse van temperatuurmetingen in de Nederlandse ondergrond

Nick Buik
Petra Stolk
Guus Willemsen

IF Technology (IF) heeft onderzoek gedaan naar de temperatuurverdeling in de Nederlandse ondergrond tot 300 m-mv (Stolk, 2000). Het doel van het onderzoek was na te gaan in hoeverre de bodemtemperatuur informatie bevat die samenhangt met hydrologische en thermische condities in het heden en verleden. Om een aantal van de beschouwde relaties kwantitatief te toetsen is gebruik gemaakt van analytische oplossingen voor de warmtetransportvergelijkingen en het numerieke rekenmodel HST 2D/3D. Voor het onderzoek is gebruik gemaakt van metingen die zijn uitgevoerd door DGV-TNO in de periode van 1976 tot 1979 (Dalfsen, 1981) en van metingen die door IF in het kader van koude- /warmteopslagprojecten zijn uitgevoerd in de periode van 1990 tot 1999. Daarnaast zijn speciaal voor dit onderzoek een aantal extra metingen uitgevoerd. In deze studie zijn de bodemtemperaturen ondieper dan 20 m-mv buiten beschouwing gelaten, omdat deze sterk afhankelijk zijn van de dagelijkse- en seizoensveranderingen.

Geothermische gradiënt

In de ondergrond is van nature een toename van de bodemtemperatuur met de diepte aanwezig, de geothermische gradiënt. Deze gradiënt is het gevolg van het continue verval van radioactief materiaal in de kern van de aarde waarbij warmte vrijkomt. Deze constante hoeveelheid warmte wordt vervolgens naar het maaiveld getransporteerd. Het transport van warmte vindt plaats door stroming (advectief transport) en geleiding. De helling en de vorm van de geothermische gradiënt worden door vijf factoren bepaald:

- 1 de warmteflux uit de diepte;
- 2 de geothermische bodemconstanten, met name de geleidingscoëfficiënt;
- 3 de gemiddelde oppervlaktetemperatuur;
- 4 warmtebronnen in de bodem;
- 5 de grondwaterstroming.

Aangezien bovenstaande factoren niet constant zijn in ruimte en tijd, bestaan er verschillen in helling en vorm van de diverse gemeten temperatuurprofielen. In het onderzoek zijn

Nick Buik en Guus Willemsen zijn werkzaam bij IF Technology, Postbus 605, 6800 AP Arnhem, n.buik@iftechnology.nl en a.willemsen@iftechnology.nl, tel (026) 443 15 41, fax (026) 446 01 53.

Petra Stolk is werkzaam bij Wareco, postbus 6, 1180 AA Amstelveen, p.stolk@wareco.nl, tel (020) 750 46 00, fax (020) 750 46 99.

de gemeten temperatuurprofielen ingedeeld in vier klassen: lineair, convex, concaaf en invers (zie figuur 1). In onderstaande tekst wordt voornamelijk verder ingegaan op het inverse profiel. In de volledige rapportage van het onderzoek wordt ook in gegaan op de overige profielen (Stolk, 2000).

Indien één van de factoren verandert, zal de bodemtemperatuur, en dus de geothermische gradiënt, zich aanpassen aan de nieuwe situatie. Doordat de aanpassing van de bodemtemperatuur langzaam verloopt, zijn veranderingen die in het verleden hebben plaatsgevonden nog lange tijd terug te zien in de geothermische gradiënt. Deze temperatuur is namelijk nog niet in evenwicht met de nieuwe situatie en verandert hierdoor in de tijd.

Nederland

Aangezien de studie zich richt op de Nederlandse situatie, is eerst aan de hand van een eenvoudige berekening vastgesteld welke geothermische gradiënt in Nederland verwacht kan worden. De temperatuurgradiënt in de bodem wordt bepaald door de eerder genoemde factoren. Indien de diepe warmteflux de enige warmtebron is en verder geen advectioneel transport plaatsvindt, is de temperatuurgradiënt alleen afhankelijk van het warmtegeleidingsvermogen van de bodem. Van de hoeveelheid warmte die vrijkomt door het radioactieve verval bereikt in Nederland ongeveer $3 \cdot 10^{13}$ W ($5 \cdot 10^{-2}$ Wm⁻²) het aardoppervlak (Rinehart, 1980; Fowler, 1990; Smith, 1993). De ondergrond in Nederland bestaat voornamelijk uit sedimenten met een warmtegeleidingscoëfficiënt van 2 à 3 Wm⁻¹K⁻¹. Met behulp van onderstaande formule kan vervolgens de geothermische gradiënt berekend worden:

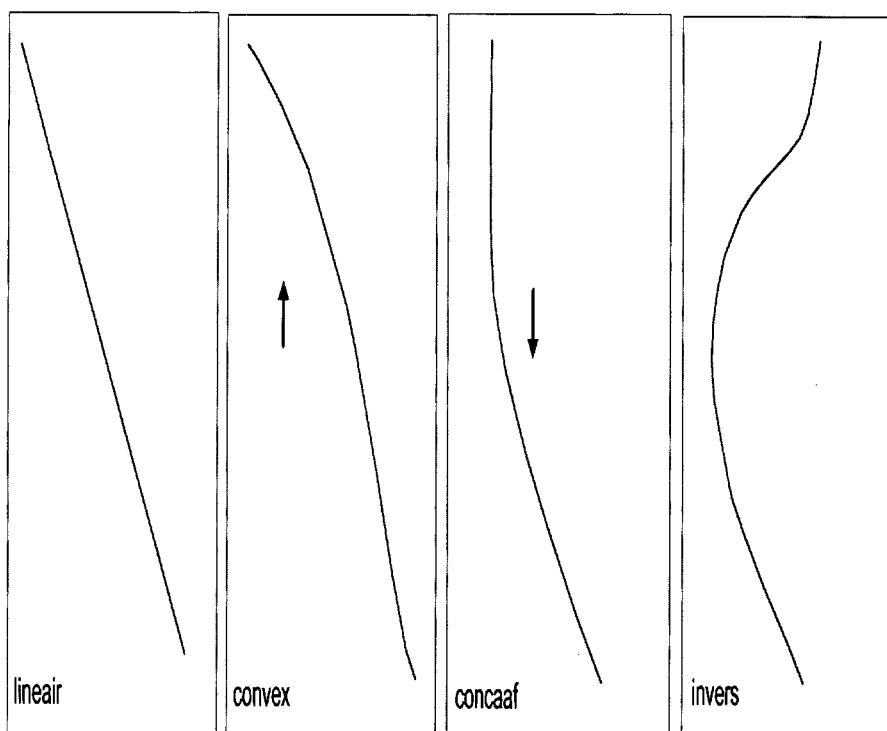
$$q_v = \lambda \frac{\partial T}{\partial x} \quad (1)$$

q_v	:	warmteflux [Wm ⁻²]
λ	:	warmtegeleidingscoëfficiënt [Wm ⁻¹ K ⁻¹]
$\partial T / \partial x$	:	geothermische gradiënt

Hieruit volgt een geothermische gradiënt van 2 à 3 °C per 100 m. De verschillen in deze gradiënt (vorm en helling) kunnen ontstaan doordat de eerder genoemde factoren variëren in ruimte en tijd.

Metingen jaren '70

De hierboven berekende geothermische gradiënt voor de Nederlandse situatie heeft een lineaire vorm. Een lineaire vorm is alleen mogelijk indien 1) de oppervlaktetemperatuur constant is, er 2) geen verticale stroming aanwezig is en 3) geen andere warmtebronnen aanwezig zijn. Uit de metingen die in de periode van 1976 tot 1979 zijn uitgevoerd blijkt dat ruim 35% van de gemeten profielen een lineaire vorm heeft. De overige profielen waren voornamelijk concaaf of convex van vorm. Een convex profiel ontstaat over het algemeen door een omhoog gerichte grondwaterstroming. Een concaaf profiel ontstaat door een omlaag gerichte grondwaterstroming of een stijging van de oppervlaktetemperatuur.



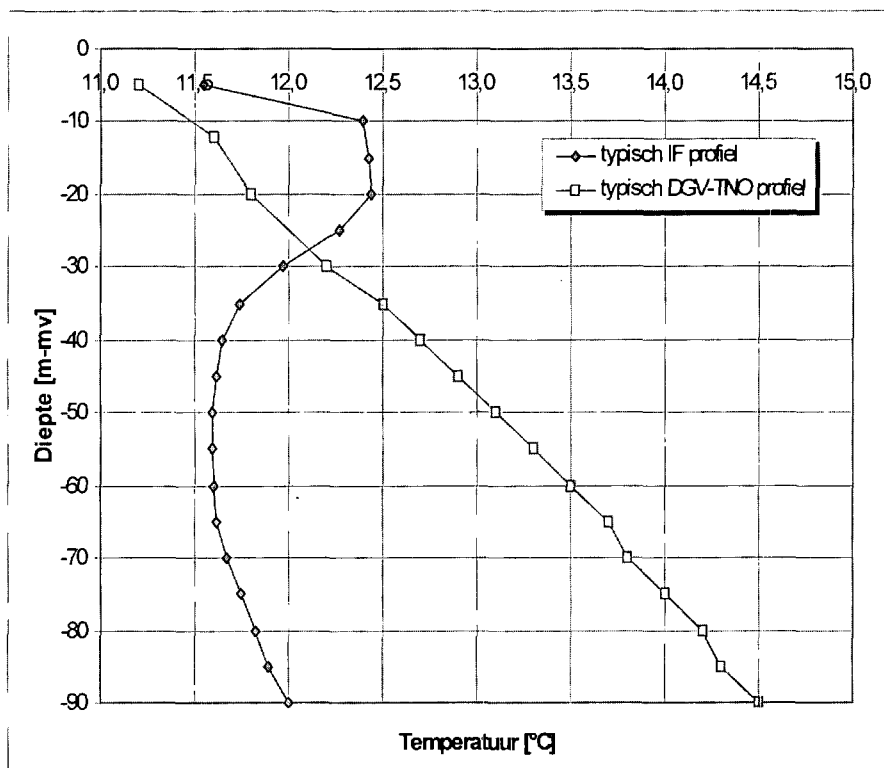
Figuur 1: Voorbeeld lineair, convex, concaaf en invers profiel.

Metingen jaren '90

In de periode van 1990 tot 1999 zijn veel bodemtemperatuurmetingen uitgevoerd ten behoeve van koude-/warmteopslagsystemen. Deze metingen hebben grotendeels plaatsgevonden in stedelijk gebied, terwijl de metingen uit de jaren '70 vooral buiten het stedelijke gebied hebben plaatsgevonden. Bij de metingen uit de jaren '90 werd geen enkel lineair profiel aangetroffen. De in deze periode gemeten profielen waren vooral invers van vorm (75% van de metingen). Bij een invers profiel neemt de bodemtemperatuur eerst af met de diepte, waarna hij vervolgens weer toeneemt.

Onderzocht is wat de oorzaak kan zijn van het verschil tussen de metingen uit de jaren '70 (18% invers) en de metingen uit de jaren '90 (75% invers). Een invers profiel kan alleen ontstaan door opwarming van boven, of door een afkoeling op enige diepte. De volgende mogelijke oorzaken onderzocht:

- 1 variatie van de luchttemperatuur in de tijd: een stijging van de luchttemperatuur als gevolg van een klimaatsverandering;
- 2 variatie van de luchttemperatuur in de ruimte en tijd: effect van stedelijk warmte-eiland.

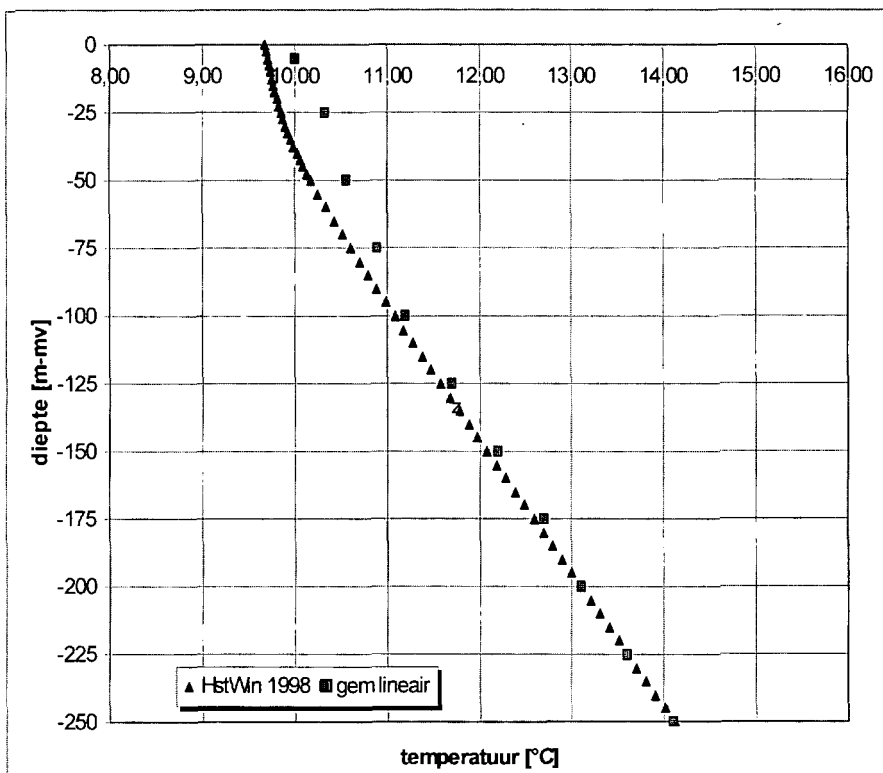


Figuur 2: Voorbeeld typisch profiel IF en DGV TNO.

Stijging van de luchttemperatuur als gevolg van klimaatsverandering

Uit klimatologische gegevens is bekend dat de luchttemperatuur in Nederland de afgelopen honderd jaar gestegen is. Met een numeriek model (HST 2D/3D) zijn de bodemtemperaturen berekend indien ze alleen door de luchttemperatuur en de warmteflux bepaald zouden zijn. Hierbij is alleen gerekend met geleiding. In het model is als initiële, uniforme bodemtemperatuur 9 °C aangehouden. Voor de berekeningen is de gemiddelde luchttemperatuur over telkens 11 jaar als bovenrandvoorwaarde in het model opgegeven. De luchttemperatuur voor de periode van 800 tot 1706 is bepaald aan de hand van proxy-data¹. Vanaf 1706 zijn luchttemperatuurmetingen bewaard gebleven. Aan de onderzijde is als randvoorwaarde een warmteflux van 0,05 Wm⁻² opgelegd. In onderstaande figuur 3 zijn de resultaten van de berekeningen weergegeven. In dit figuur staat tevens de gemiddelde bodemtemperatuur weergegeven van alle locaties met een lineair profiel uit jaren '70.

¹ Proxy-data zijn data over het klimaat die bewaard is gebleven in bijvoorbeeld ijskernen, boomringen, sedimenten.



Figuur 3: Berekend en gemeten lineair profiel.

Uit de figuur blijkt dat het gemodelleerde temperatuurprofiel op basis van de 'natuurlijke' stijging van de luchttemperatuur licht convex is en dat de gemeten temperatuur dieper dan 200 m-mv vrij goed overeen komt met de modelresultaten. Dichter bij het aardoppervlak neemt het verschil tussen de metingen en de berekeningen toe. Hieruit kan geconcludeerd worden dat het onwaarschijnlijk is dat de bodemtemperatuur alleen door de luchttemperatuur wordt bepaald, zelfs bij lineaire profielen.

Mogelijk kan het verschil verklaard worden door de aanwezigheid van oppervlaktewater. Als gevolg van een hogere warmtecapaciteit heeft oppervlaktewater een hogere gemiddelde temperatuur dan lucht. Uit metingen die zijn uitgevoerd op de Veluwe en de Utrechtse Heuvelrug, waar geen oppervlaktewater aanwezig is, blijkt inderdaad dat de bodemtemperaturen (in de bovenste 50 m) wel te benaderen zijn door de oppervlaktetemperatuur gelijk te nemen aan de gemiddelde luchttemperatuur.

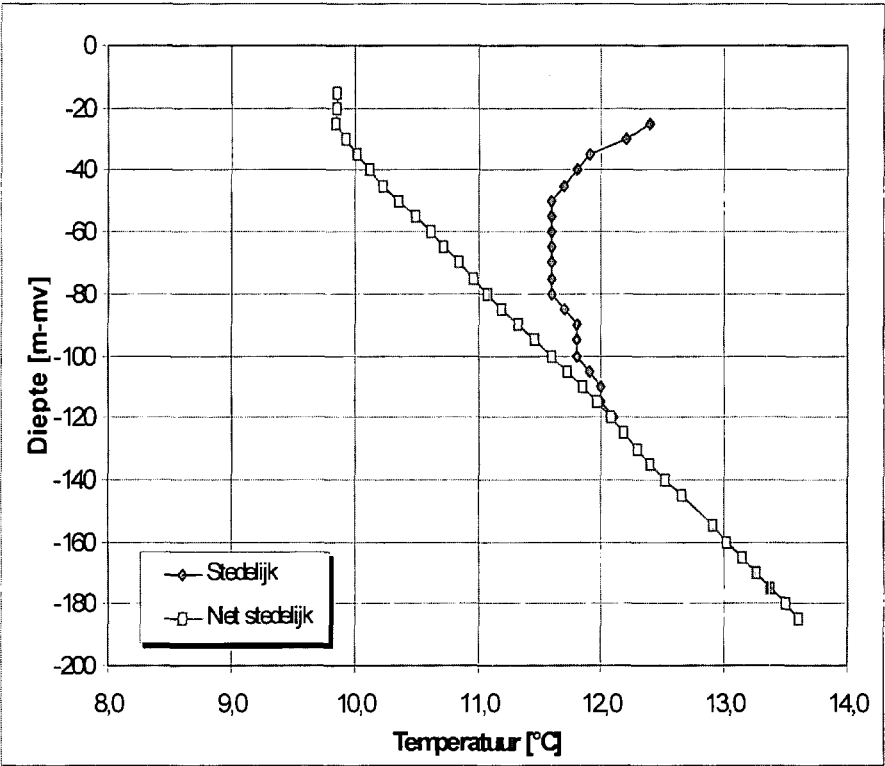
'Stedelijk warmte-eiland'

Uit de temperatuurprofielen lijkt een verband te bestaan tussen het profieltype en de ligging binnen of buiten het stedelijke gebied. Uit verschillende onderzoeken (Ludwig, 1970; Conrads, 1975; Dijk e.a., 1980; Unger, 1992) is gebleken dat de gemiddelde luchttemperatuur in stedelijk gebied hoger is dan daarbuiten. De grootte van het effect is

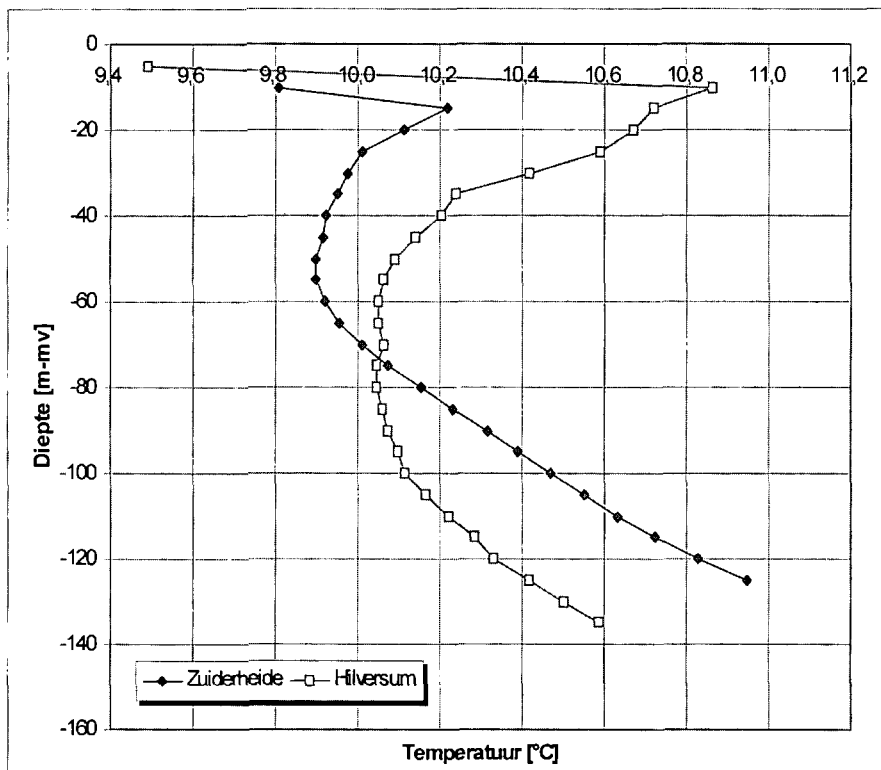
afhankelijk van de hoeveelheid zon, de windsnelheid en van de bebouwing. Uit de onderzoeken is gebleken dat de luchttemperatuur in een stad in Nederland 2,5 °C hoger kan zijn dan die op het omringende niet-stedelijke gebied.

De verklaringen voor het voorkomen van een stedelijk warmte-eiland zijn divers. Deels wordt het veroorzaakt doordat meer straling de bodem bereikt door reflectie op de loodrechte wanden van gebouwen. Dit effect is het sterkst bij bebouwing met platte daken van 2 à 3 verdiepingen. Tevens is de verdamping in bebouwd gebied kleiner dan in gebieden met veel vegetatie en ook is de warmtecapaciteit van stedelijk bouw materiaal groter dan die van vegetatie. Warmte wordt hierdoor langer vastgehouden. Verder is er in de stad meer sprake van restwarmte als gevolg van auto's, woningen en kantoren (menselijke activiteit).

Om te toetsen of de bodemtemperatuur daadwerkelijk door een stad wordt beïnvloed, zijn in 1999 extra bodemtemperatuurmetingen uitgevoerd in Malden en in Nijmegen. De metingen zijn gepresenteerd in figuur 4. De afstand tussen beide locaties bedraagt ongeveer 7 km en ze bevinden zich in een onderling vergelijkbare geohydrologische omgeving. Uit de figuur blijkt een duidelijk verschil in bodemtemperatuur tussen de meting binnen en buiten het stedelijke gebied. Ook metingen in Hilversum en buiten Hilversum op de Zuiderheide vertoonden eenzelfde beeld (zie figuur 5).



Figuur 4: Bodemtemperaturen stedelijk gebied (Nijmegen) en niet-stedelijk gebied (Malden).

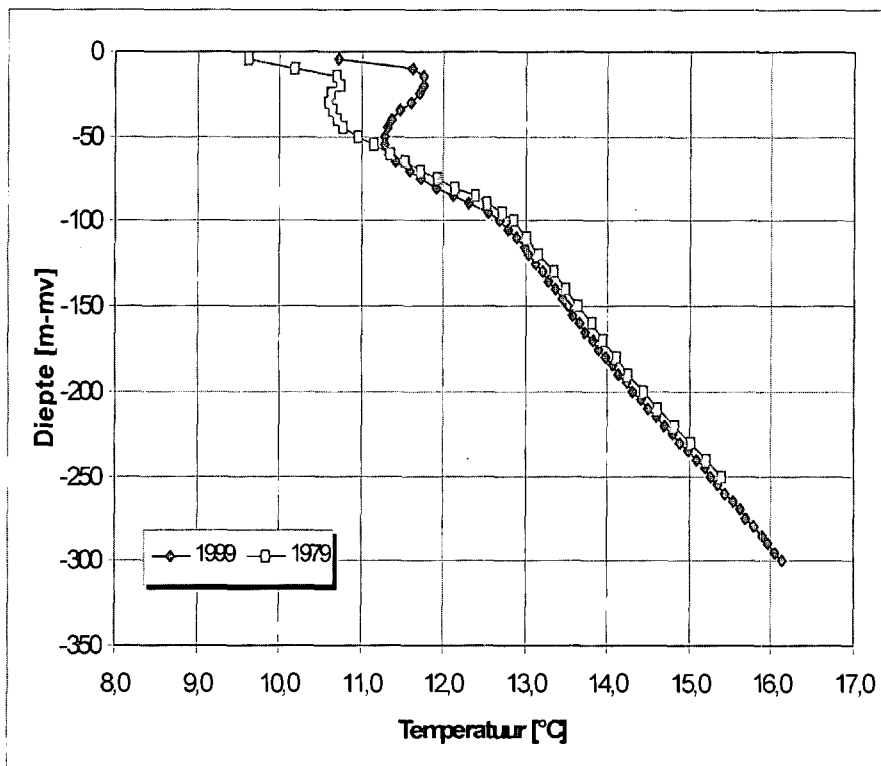


Figuur 5: Bodemtemperaturen stedelijk gebied (Hilversum) en niet-stedelijk gebied (Zuiderheide).

Geconcludeerd is in stedelijk gebied de luchttemperatuur meer is gestegen dan in landelijk gebied en dat hierdoor in stedelijk gebied hogere bodemtemperaturen voorkomen. De temperatuurprofielen in een stad zijn hierdoor vaak invers van vorm.

Lokale oorzaken

Behalve bovengenoemde variaties in luchttemperatuur in ruimte en tijd kunnen ook lokale oorzaken een verandering in bodemtemperatuur veroorzaken. In Noord-Bergum zijn in dezelfde peilbuis bodemtemperatuurmetingen uitgevoerd in 1979 en in 1999. De peilbuis bevindt zich buiten het stedelijke gebied. In figuur 6 zijn de resultaten van beide metingen weergegeven. Uit de figuur valt op te maken dat de bodemtemperaturen tussen 0 en 50 m-mv ten opzichte van 1979 sterk zijn toegenomen.



Figuur 6: Temperatuurmetingen Noord-Bergum.

Uit berekeningen blijkt dat de toename van de bodemtemperatuur niet te verklaren valt door een toename van de luchttemperatuur. In de directe nabijheid van de peilbuis was echter een elektriciteitscentrale aanwezig die koelwater (warm water) op het oppervlaktewater loost. De toename in de bodemtemperatuur wordt waarschijnlijk door deze koelwaterlozing veroorzaakt.

Conclusies

Aan de hand van bodemtemperatuurmetingen kan iets gezegd worden over de geohydrologische en klimatologische omstandigheden in heden en verleden op een bepaalde locatie.

Indien op een locatie buiten stedelijk gebied geen oppervlaktewater aanwezig is kunnen de bodemtemperaturen redelijk voorspeld worden aan de hand van de gemiddelde luchttemperatuur, de verticale grondwaterstroming en de warmteflux. Op locaties waar oppervlaktewater aanwezig is, zijn de gemeten bodemtemperaturen hoger dan op basis van de gemiddelde luchttemperatuur verwacht zou worden.

Binnen het stedelijk gebied zijn veel inverse temperatuurprofielen gevonden. Dit wordt veroorzaakt doordat meer straling de bodem bereikt, er minder verdamping optreedt en de warmtecapaciteit hoger is. Lokaal kunnen andere oorzaken een inverse profiel verklaren, zoals de lozing van warm koelwater.

In het algemeen kan geconcludeerd worden dat de temperatuurmetingen een schat aan informatie bevatten die van grote waarde kunnen zijn voor de interpretatie van lokale en regionale geohydrologische processen in heden en verleden.

Temperatuurmetingen zijn relatief eenvoudig uit te voeren, waardoor ze snel en goedkoop zijn. Tevens kan een temperatuurmeting in bestaande peilbuizen uitgevoerd worden en levert de meting informatie op over de gehele diepte van de peilbuis en niet alleen ter hoogte van het filter. Uit modelberekeningen blijkt dat het gedrag van warmte in de bodem redelijk goed te voorspellen is (Buik e.a., 2003). Er zijn minder numerieke problemen dan bij het modelleren van chemisch transport en de verschillende processen die een rol spelen zijn beter bekend. Ook de parameters die het thermische transport bepalen zijn in het algemeen nauwkeurig vast te stellen. Dit betekent dat als de temperatuur op veel plaatsen bekend is, het geohydrologische systeem daaruit herleid kan worden.

Vervolg onderzoek

In voorliggend onderzoek is voornamelijk op een kwalitatief niveau onderzoek gedaan naar de hydrologische en thermische condities die ten grondslag liggen aan gemeten temperatuurprofielen. Ook is reeds globaal gekeken naar het kwantitatieve niveau, maar dit kan verder uitgebreid worden met een gedetailleerde modelstudie. Uit deze modelstudie kan door middel van een inverse benadering de invloed van de vijf factoren bepaald worden, die ten grondslag liggen aan het temperatuurprofiel. Hierdoor kunnen de temperatuurprofielen (nog) beter toegepast worden om iets te zeggen over de geohydrologische situatie op een bepaalde locatie.

Literatuur

- Buik, N.A., C. Verbeek en A. Willemsen (2003)** Effecten van thermische opslagsystemen: berekeningen en metingen; in: *Stromingen*, jrg 9, nr 2.
- Conrads, L.A. (1975)** Observations of meteorological urban effects, the heat island of Utrecht; Proefschrift Wiskunde en Natuurwetenschappen RUU, Utrecht.
- Dalfsen, W. van (1981)** Geothermal investigation in shallow observation wells – The shallow subsurface temperature field in the Netherlands; Dienst Grondwaterverkenning, Delft.
- Dijk, W. van, R.J. Hagen en E. Velders (1980)** Stadsklimaat Utrecht: een meteorologisch veldwerk; Utrechtse geografische studies 17, Geografisch instituut, Rijksuniversiteit Utrecht, Utrecht.
- Fowler, C.M.R. (1990)** The solid earth, an introduction to global geophysics; Cambridge University Press, Cambridge.
- Ludwig, F.L. (1970)** Urban temperature fields; in: Technical note no. 108: Urban climate, WMO, Genève.
- Rinehart, J.S. (1980)** Geysers and geothermal energy; Springer-Verlag, New York.
- Smith, D.G. (1993)** Cambridge encyclopedie van de aardwetenschappen; Natuur en Techniek-Maastricht, Unieboek Bussum.
- Stolk, P.C. (2000)** Analyse van temperaturen in de Nederlandse ondergrond (20–300 m –mv) in relatie tot hydrologische en meteorologische omstandigheden in heden en verle-

den; IF Technology/Vrije Universiteit, Arnhem/Amsterdam.

Unger, J. (1992) The seasonal system of urban temperature surplus in Szeged; in: *Acta Climatologica*, Szeged, Hongarije.