

GEBRUIK VAN GEOFYSISCH BOORGATPARAMETERS BIJ DE INTERPRETATIE VAN EEN DUBBELE POMPPROEF UITGEVOERD TE RONSE

I. GAUS¹ en L. LEBBE²
Universiteit Gent
Laboratorium voor Toegepaste
Geologie en Hydrogeologie

A double pumping test was executed in the Landen Group (Tertiary) and the Cretaceous in order to investigate the hydraulic parameters of the two most important aquifers in Ronse (East-Flanders). The data were interpreted using a numerical model coupled to a sensitivity analysis and a non linear-regression analysis. Along with the hydraulic conductivity and the specific elastic storage of each aquifer, also the hydraulic resistance between the two aquifers could be determined with sufficient ac-

curacy. By a second interpretation information about variation of the hydraulic conductivity was deduced from natural gamma-ray data measured in the boreholes and used as prior information. By this it was possible to determine a larger number of hydraulic parameters with sufficient accuracy. Nevertheless, the difference between the measured and calculated drawdowns remained almost the same.

1. INLEIDING

Het verwerven van kennis over de hydraulische parameters van een grondwaterreservoir (doorlatendheid, berging en hydraulische weerstand) is één van de belangrijkste aspecten noodzakelijk om grondwaterstroming en transport van opgeloste stoffen succesvol te kunnen simuleren. De bepaling van sommige van deze hydraulische parameters (meestal de horizontale doorlatendheid) kan gebeuren op kleine schaal met put- en slagproeven. Bij dergelijke proeven zijn de beïnvloede volumes erg klein. Daarenboven zijn de afgeleide waarden sterk afhankelijk van de wijze waarop de put geïnstalleerd werd. Pompproeven hebben impact op een groter gedeelte van het grondwaterreservoir. Hierdoor bepalen lokale verstoringen en afwijkende putconstructies minder de resultaten. De hydraulische parameters kunnen met een grote nauwkeurigheid bepaald worden en ze zijn op grotere schaal van toepassing. Het uitvoeren van pompproeven impliceert echter een belangrijke investering - hoofdzakelijk ten gevolge van de plaatsing van extra peil- of pompputten - zodat de hoeveelheid afgeleide gegevens gemaximaliseerd dient te worden.

Dit kan verwezenlijkt worden door informatie afgeleid uit geofysische boorgatmetingen, die op eenvoudige wijze bij het plaatsen van de peil- en pompputten kunnen worden uitgevoerd, te betrekken bij de interpretatie van de (dubbele) pompproef. Het bepalen van hydrogeologisch belangrijke parameters aan de hand van boorgatmetingen werd reeds door meerdere auteurs bestudeerd (Jorgenson, 1989). Kwantitatieve informatie betreffende de doorlatendheid afgeleid uit de natuurlijke gammastraling is nagenoeg onbekend terrein (Norris, 1972). Van groot belang hierbij is de kwaliteit van de ingewonnen informatie, m.a.w. de mate waarin de berekende waarden overeenstemmen met de werkelijkheid. Een controle hiervoor is niet voor de hand liggend. In dit artikel wordt de informatie over de doorlatendheden bepaald aan de hand van natuurlijke gamma-metingen in diverse peilbuizen enerzijds en een stromingsmeting in de pompput anderzijds, gebruikt als relatieve informatie bij de interpretatie van een dubbele pompproef met een invers model (Gaus, 1994). Dit model, waarbij een numeriek model gekoppeld wordt aan een gevoeligheidsanalyse en een niet-lineaire regressieanalyse is ontwikkeld voor een horizontaal gelaagd grondwaterreservoir (Lebbe, 1988). Zo is het mogelijk het totaal aantal waarnemingen samen met de relatieve informatie van de boorgatmetingen als één geheel te interpreteren en op deze wijze de kwaliteit van deze laatste te bepalen. Hierbij dienen de parameters met een hogere betrouwbaar-

heid bepaald te worden, veeleer dan een betere overeenstemming te bereiken tussen gemeten en berekende waarden (Yeh, 1986).

Hiermee wordt voor de eerste maal gepoogd om te komen tot een gemeenschappelijk interpretatie van zowel de verlagingen van de pompproef als van de waarneming van fysische grootheden die in verband kunnen gebracht worden met hydraulische doorlatendheden. Deze werkwijze, hier toegepast aan de hand van boorgatmetingen, leidt, gezien de bredere basis van gegevens, tot meer gefundeerde resultaten.

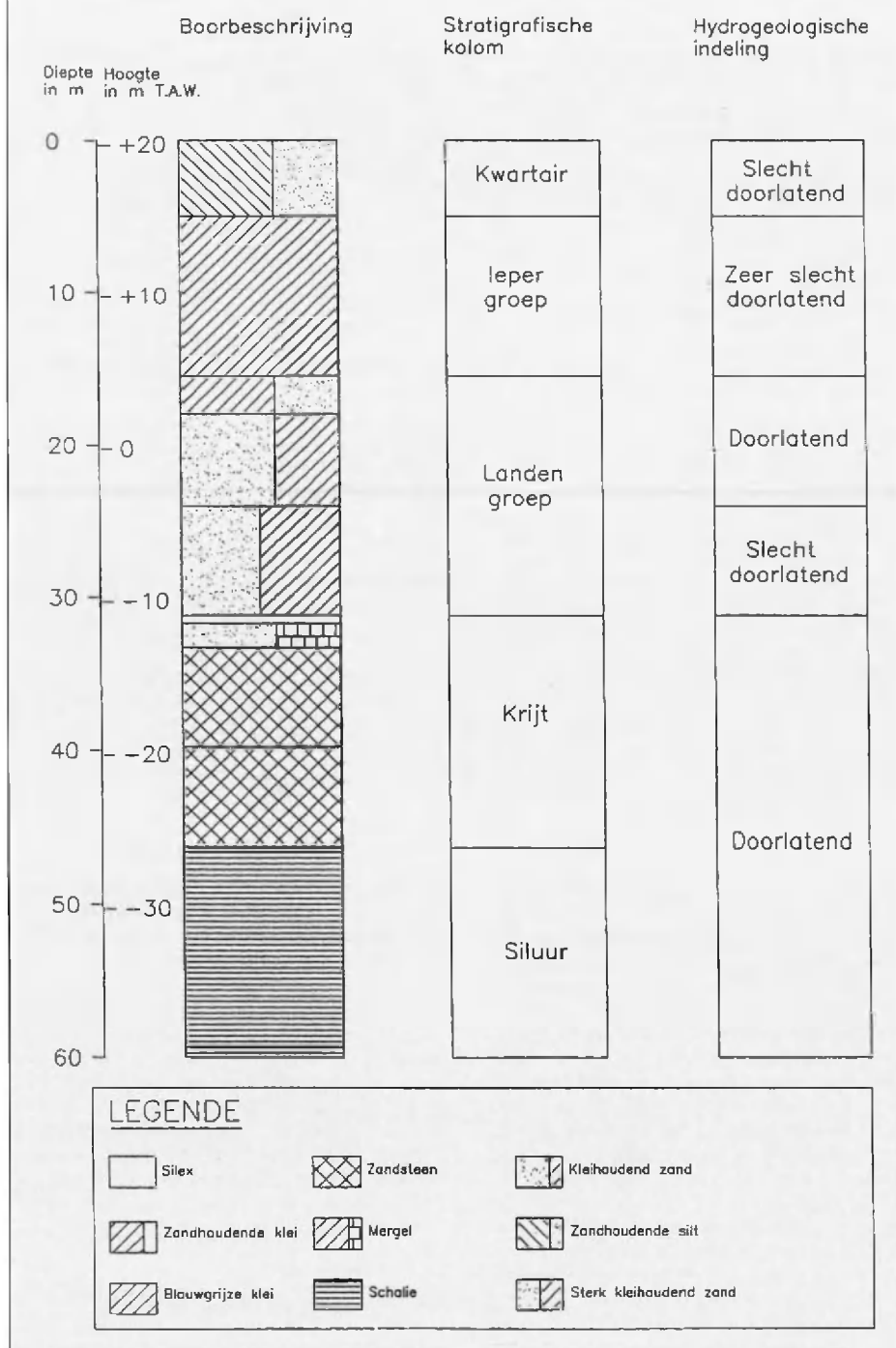
2. GEOLOGISCHE SITUERING

Het onderzoeksgebied bevindt zich op het grondgebied van de stad Ronse nagenoeg op de grens Oost-Vlaanderen-Henegouwen. Het geologisch profiel wordt voorgesteld in Fig.1. Bovenaan bevindt zich het kwartaire dek bestaande uit een 5 meter dik pakket holocene zandig en kleiig silt. Dit silt bedekt diskordant de eocene klei van de Ieper Groep (Formatie van Kortrijk). Het betreft 11 meter mariene klei. Vervolgens worden de kleiige zanden van de paleoceen Landen Groep (Formatie van Hannut) aangetroffen. Deze 15,5 m dikke laag wordt aan de top gevormd door zeer fijn zand, maar bevat met toenemende diepte geleidelijk meer klei. Deze afzettingen bevinden zich diskordant op een 13,5 m dikke laag grijswitte zandstenen, die steunend op iso-

¹ Aspirant bij het Nationaal Fonds voor Wetenschappelijk Onderzoek

² Onderzoekersleider bij het Nationaal Fonds voor Wetenschappelijk Onderzoek

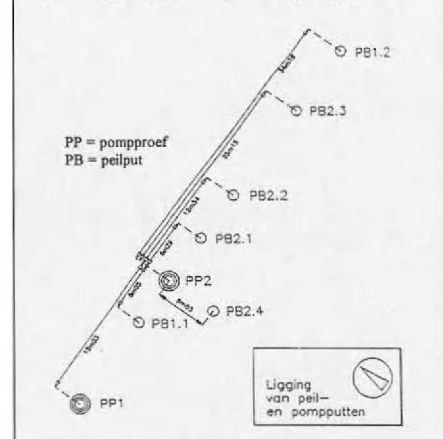
Fig. 1: Lithologische en hydrogeologische indeling van de stratigrafische kolom in het onderzoeksgebied.



hypsen³ en isopachenkaarten⁴ van Krijt en Sokkel (Legrand, 1968; Legrand & Neybergh, 1979) deel uitmaken van het Krijt. De laatste bij de boring aangetroffen stratigrafische eenheid wordt gevormd door minimaal 14,5 meter grijze schalies beschreven als Siluur-afzettingen.

Hydrogeologisch wordt de stratigrafische kolom verdeeld in een opeenvolging van goed, minder goed en slecht doorlatende lagen afhankelijk van de mate waarin ze de eigenschap vertonen water te voeren. Voor losse sedimenten wordt deze indeling hoofdzakelijk bepaald door onderlinge korrelgrootte-verschillen, de indeling is bijgevolg relatief. Zo worden de kwartaire sedimenten bestempeld als een slecht doorlatende laag. De klei van de Ieper Groep vormt een zeer slecht doorlatende laag. Deze beide lagen sluiten de onderliggende doorlatende lagen gevormd door de top van de Landen Groep enerzijds en het Krijt

Fig. 2: Ligging van de peil- en pompputten.



en het Siluur anderzijds nagenoeg volledig af. Beide watervoerende lagen worden van elkaar gescheiden door de minder doorlatende basis van de Landen Groep, gevormd door kleiig zand (Fig. 1).

3. UITVOERING VAN DE POMPPROEVEN

Voor de dubbele pompproef werden twee pompputten en zes peilputten geïnstalleerd. De ligging en de plaats van de pompen de peilputten worden weergegeven in Fig. 2, de diepte van de filters en het geologisch profiel in Fig. 4. Pompput PP1 werd voorzien van een filterelement over de volledige dikte van het Krijt en de bovenste 3m van de Sokkel. De tweede pompput PP2 heeft slechts een filterelement van 4 m in de top van de Landen Groep. Op hetzelfde niveau werden de filters geplaatst van de drie peilputten PB2.1, PB2.2, PB2.3. De filter van PB2.4 werd geplaatst in de basis van de Landen Groep. Peilput PB1.1 werd voorzien van een filter in het midden van het Krijt. Peilput PB1.2 werd aangebracht bij de verkenningsboring. Deze peilput is voorzien van een lange filter die zowel in het Krijt als het Siluur gesitueerd is. Alle filters, met uitzondering van PB1.2, werden omstort met gekalibreerd zand. Ter hoogte van de minder en slecht doorlatende lagen werd een kleistop aangebracht om verticale lek tussen de lagen te vermijden. In ieder boorgat werden een reeks boorgatmetingen uitgevoerd. De natuurlijke gamma-stralingen en de resistiviteit werden gemeten over de totale diepte. In PP1 werd een stromingsmeting verricht over het diepte-interval van 30,4 m tot 46,5 m overeenstemmend met de diepte van de afzettingen van het Krijt en het Siluur.

De eerste pompproef werd uitgevoerd in het Krijt en het Siluur met een constant debiet van 259,2 m³/d en duurde 70h07min. Na het beëindigen van de pompproef werd de stijgcurve geregistreerd gedurende 30h03min. De tweede pompproef werd uitgevoerd in de top van de Landen Groep met een constant debiet 1,7 m³/d en duurde 2h29min. Gedurende beide pompproeven werden de verlagingen gemeten in alle peilbuizen met logaritmisches toenemende tijdsintervallen van 1min bij de aanvang van

³ Op isohypsenkaarten wordt door middel van contourlijnen de top of de basis van een geologische eenheid weergegeven.

⁴ Op isopachenkaarten wordt door middel van contourlijnen de dikte van een geologische eenheid weergegeven.

de proef tot 2 h bij het beëindigen van de meting. Deze waarnemingen werden uitgevoerd door elektronische drukopnemers. Boven iedere drukopnemer werd een rubberen opblaasbare afsluiter aangebracht waardoor de traagheid van de peilbuizen geëlimineerd wordt. Deze traagheid wordt veroorzaakt door bergingsveranderingen in de peilbuizen.

4. INVERS NUMERIEK MODEL

Het invers numeriek model bestaat uit een numeriek model gekoppeld aan een gevoeligheidsanalyse en een niet-lineaire regressieanalyse. Hierbij wordt het totaal aantal waarnemingen als één geheel bij de interpretatie betrokken. Zo kan informatie over de niet aangepompte lagen worden afgeleid. Naast de optimale waarden van de hydraulische parameters wordt eveneens het gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied bepaald.

Het numeriek model

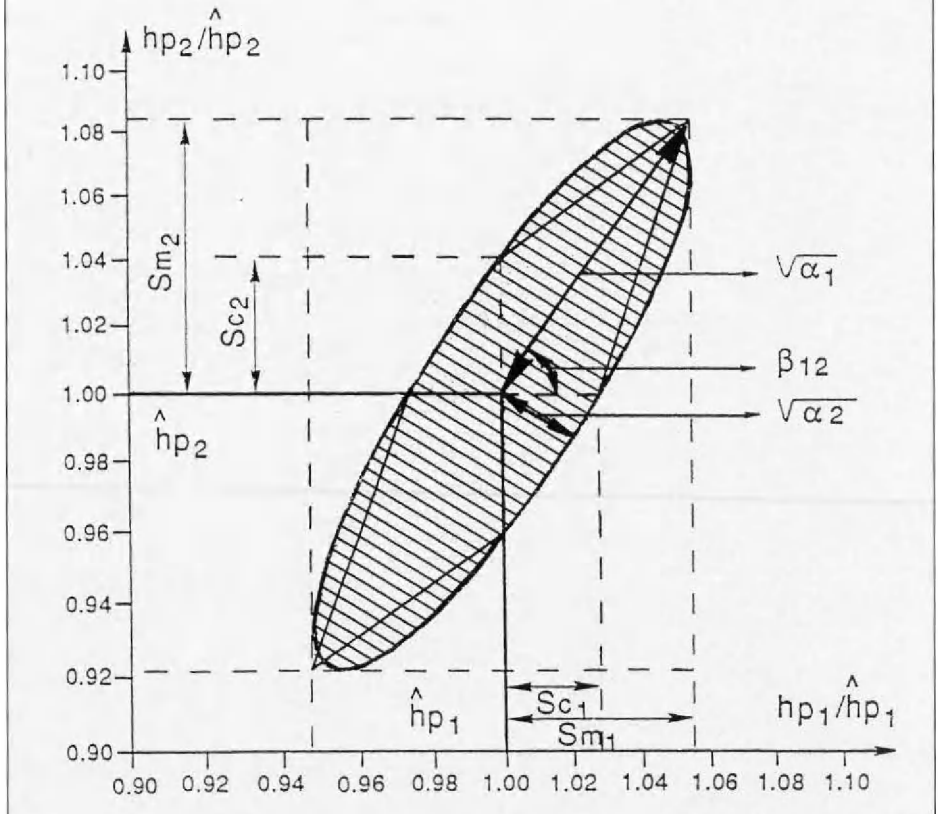
Het model is tweedimensionaal axi-symmetrisch (Lebbe, 1988). Voor de interpretatie wordt het grondwaterreservoir opgedeeld in maximum 18 horizontale lagen. Onderaan is het reservoir begrensd door een ondoorlatende laag, bovenaan door de watertafel. Iedere laag wordt homogeen verondersteld. In het numeriek model wordt elke laag verder opgedeeld in een aantal ringen. Door middel van een afwisselende richting impliciete methode wordt dan, steunend op de continuïteitswet en de wet van Darcy enerzijds en op de waarden van de hydraulische parameters anderzijds, de verlaging in elk van de ringen berekend.

De horizontale stroming in de verschillende lagen wordt bepaald door de horizontale doorlatendheid. De lagen worden verondersteld lateraal isotroop te zijn. Laterale anisotropie kan eveneens behandeld worden door transformatie van de afstanden. Verticale stroming tussen verschillende lagen wordt bepaald door de hydraulische weerstand tussen deze lagen. De hydraulische weerstand is de verhouding tussen de dikte van de laag en de verticale doorlatendheid. Bij de verlaging van de stijghoogte wordt in iedere laag water afgegeven uit de berging, dit hoofdzakelijk door de samendrukking van de lagen, in mindere mate door de uitzetting van het water zelf. Deze bergingsverandering van de lagen wordt bepaald door de specifieke elastische berging. In de bovenste laag treedt ook bergingsverandering op door de verlaging van de watertafel. De bergingscoëfficiënt nabij de watertafel bepaalt de hoeveelheid water die zo vrijgesteld wordt. Elk van deze parameters kan, indien de gevoeligheid ervan ten opzichte van de waarnemingen voldoende hoog is, na raming van de beginwaarden door het invers model bepaald worden.

Niet-lineaire regressieanalyse

Een optimum voor de parameterwaarden wordt bereikt indien de som van de kwadraten van de afwijkingen een minimum bereikt. De afwijkingen worden hier gedefi-

Fig. 3: Ellips als grens van het gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied van twee parameters hp_1 en hp_2 . De optimale waarden voor de hydraulische parameters zijn $\hat{hp}_1$ en $\hat{hp}_2$. De marginale en de conditionele standaardafwijking van de parameter j zijn respectievelijk Sm_j en Sc_j .



nieerd als de verschillen tussen de logaritmen van gemeten en de berekende verlagingen. In opeenvolgende iteraties worden de waarden van de hydraulische parameters aangepast. Om de aanpassingsfactoren te bepalen moet bij iedere iteratie (herhaling van een wiskundige bewerking) de gevoeligheidsfactor bepaald worden. De term i,j van de gevoeligheidsmatrix geeft hierbij de gevoeligheid aan van de waargenomen verlaging i ten opzichte van parameter j :

$$J_{ij} = \frac{(\log s^*(P_j, Sf) - \log s^*)}{\log Sf} \quad (1)$$

Met Sf de gevoeligheidsfactor; s^* de berekende verlaging op plaats en tijd van de waarneming i met behulp van hetzij de beginwaarden van de parameters, hetzij de waarden van voorgaande iteratie; $s^*(P_j, Sf)$ analoog als s^* maar waarbij de waarde van parameter j vermenigvuldigd wordt met de gevoeligheidsfactor Sf . De aanpassingsfactoren voor de waarden van de hydraulische parameters worden dan berekend met de linearisatiemethode (Draper & Smith, 1981):

$$A = (J^T J)^{-1} J^T r \quad (2)$$

Met A de vector van de logaritmen van de aanpassingsfactoren van de verschillende hydraulische parameters of parametergroepen en r de vector van de afwijkingen (hierbij is elk element het verschil tussen de logaritme van de waargenomen en de berekende verlaging).

De parameterwaarden gebruikt in de volgende iteratie zijn het produkt van de oorspronkelijke waarde en de overeenstemmende aanpassingsfactor:

$$P_j^{n+1} = P_j^n \cdot 10^{A_j^n} \quad (3)$$

met P_j^n de waarde van parameter j gedurende de n -de iteratie, P_j^{n+1} de waarde van parameter j gedurende de $n+1$ -de iteratie en A_j^n de aanpassingsfactor van parameter j bekomen na de n -de iteratie.

Gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied

Inzicht in de nauwkeurigheden waarmee de parameters of parametergroepen bepaald worden verkrijgt men aan de hand van de marginale en conditionele standaardafwijkingen. Als de afwijkingen een normale verdeling vertonen en de verlagingen als een lineaire functie binnen dit gebied kunnen beschouwd worden, dan kan het gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied beschreven worden door de optimale waarden en de variantie-covariantie-matrix cov_p (Lebbe et al., 1993).

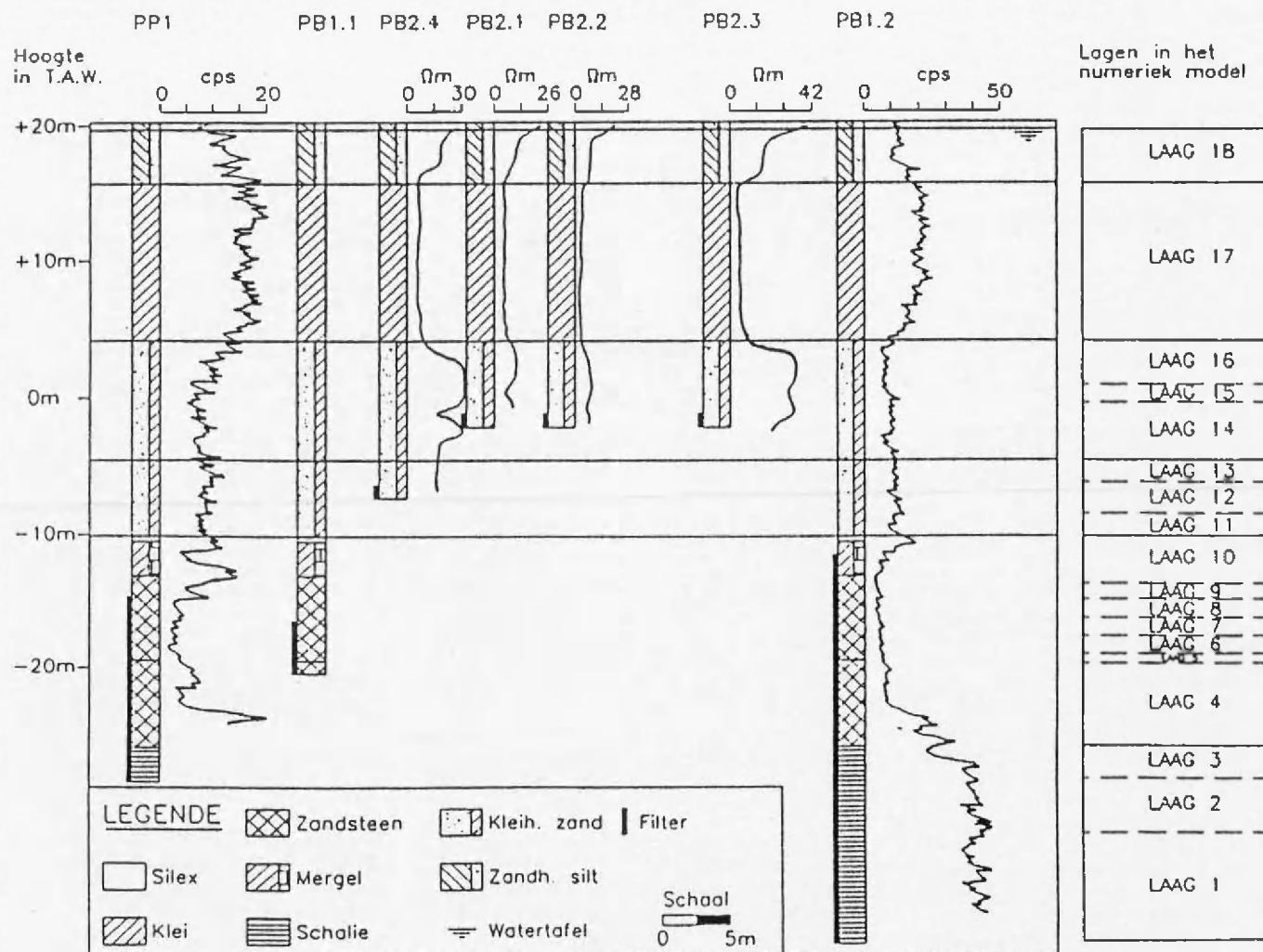
$$cov_p = \sigma_s^2 (J^T J)^{-1} \quad (4)$$

waarbij σ_s^2 kan geschat worden als:

$$\Sigma_{i=1}^n r_i^2 / (n-p) \quad (5)$$

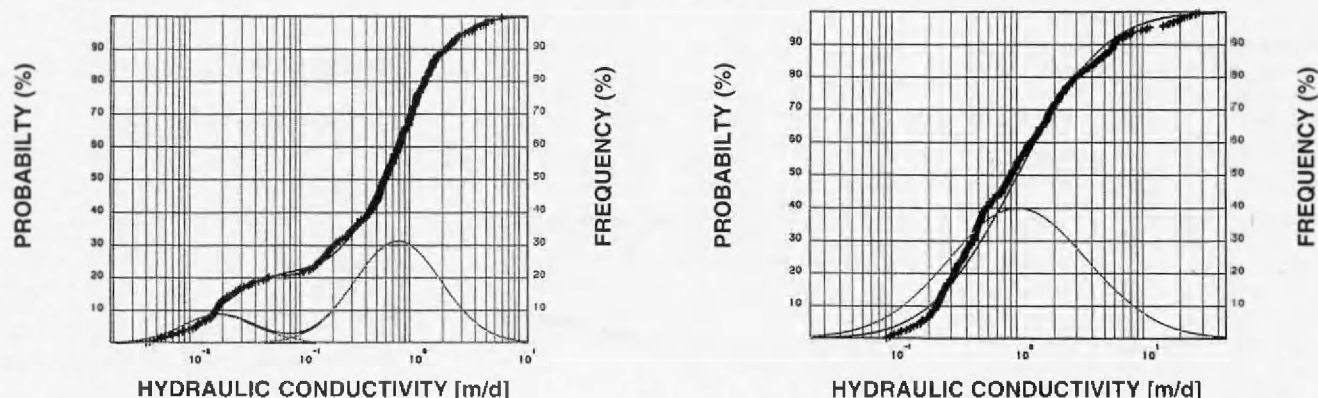
waarbij n het aantal waarnemingen is, p het aantal parameters en r_i het verschil tussen

Fig. 4: Schematisering van het grondwaterreservoir in het invers model.



In deze twee-dimensionale voorstelling valt PB2.4 samen met PP2.

Fig. 5: Best passende normale verdeling voor de doorlatendheden afgeleid uit de natuurlijke gamma-metingen in PB1.1 voor de lagen in het invers model met 14 (rechts) en 16 (links). Bepaling van de resulterende verticale en horizontale doorlatenheid steunend op Repsold (1989) en Domenico & Schwartz (1990).



MEAN OF LOG-NORMAL DISTRIBUTION IS-.110
STANDARD DEVIATION OF LOG-NORMAL DISTRIBUTION IS .395
MEAN OF ADDITIONAL LOG-NORMAL DISTRIBUTION NR. 1 IS -1.730
STANDARD DEVIATION OF ADDITIONAL LOG-NORMAL DISTRIBUTION NR. 1 IS .333
RELATIVE WEIGHT OF ADDITIONAL LOG-NORMAL DISTRIBUTION NR. 1 IS .282
EQUIVALENT HORIZONTAL CONDUCTIVITY OF LAYERED SYSTEM IS .850
EQUIVALENT VERTICAL CONDUCTIVITY OF LAYERED SYSTEM IS .067
EQUIVALENT EFFECTIVE CONDUCTIVITY OF LAYERED SYSTEM IS .239
EQUIVALENT ANISOTROPY OF LAYERED SYSTEM IS 3.560

MEAN OF LOG-NORMAL DISTRIBUTION IS-.008
STANDARD DEVIATION OF LOG-NORMAL DISTRIBUTION IS .549
EQUIVALENT HORIZONTAL CONDUCTIVITY OF LAYERED SYSTEM IS 1.977
EQUIVALENT VERTICAL CONDUCTIVITY OF LAYERED SYSTEM IS .525
EQUIVALENT EFFECTIVE CONDUCTIVITY OF LAYERED SYSTEM IS 1.019
EQUIVALENT ANISOTROPY OF LAYERED SYSTEM IS 1.941

de logaritme van de i -de waargenomen en de berekende verlaging. De marginale standaardafwijking s_{mj} van de j -de parameter kan nu benaderd worden als de vierkantswortel van de j -de diagonale term van de variantie-covariantie matrix cov_{PJJ} . Deze standaardafwijking is een goede maat voor de betrouwbaarheid indien de parameters onderling niet correleren. Is dit wel het geval dan verstrekt de marginale standaardafwijking alleen een pover beeld van het gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied (Carra & Neuman, 1986). Het gezamenlijke betrouwbaarheidsinterval van p hydraulische parameters is bij benadering een p -dimensionele ellipsoïde die gecentreerd is omheen de optimale waarde. Daar deze p -dimensionele ellipsoïde in een p -dimensionele parameter ruimte moeilijk grafisch kan worden voorgesteld, wordt hier in Fig. 3 het zeer eenvoudig geval genomen van een gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied van slechts twee hydraulische parameters (Lebbe & De Breuck, 1995). Dit gebied is begrensd door een ellips. De lengten van de hoofdasen van deze ellips zijn evenredig met de vierkantswortel van de eigenwaarden van de variantie-covariantie matrix. De eigenvectoren van deze matrix bepalen de richting van de assen. De optimale waarde van een parameter vermeerderd en vermindert met zijn marginale standaardafwijking bepaalt een marginale betrouwbaarheidsinterval. Deze twee waarden van de hydraulische parameter komen overeen met respectievelijk de maximale en de minimale waarde die deze aanneemt op de grens van het gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied. Een gelijktijdige interpretatie van de marginale betrouwbaarheidsintervallen van twee parameters kan echter tot een verkeerde interpretatie leiden over de grenzen van het gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied. Zo kan men denken dat het rechthoekig gebied aangeduid in Fig. 3 overeenkomt met het gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied. Dit rechthoekig gebied overschat echter het gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied vooral als de twee parameters gecorreleerd zijn. De correlatie tussen twee parameters h_{p_i} en $h_{p_{j+1}}$ is gelijk aan $\text{cov}_{p_i, j+1} / (s_{mj} s_{mj+1})$. De grenzen van het betrouwbaarheidsgebied kunnen beter bepaald worden met behulp van een aanvullende statistische parameter: de voorwaardelijke standaardafwijking. Deze kan afgeleid worden aan de hand van de eigenvectoren en de eigenwaarden (Lebbe, 1988):

$$sc_j = (\sum_{k=1}^p \beta_{jk}^2 / \alpha_k)^{-1/2} \quad (6)$$

met sc_j de voorwaardelijke standaardafwijking van parameter j ; α_k de eigenwaarde k van de covariantie-matrix, β_{jk} de eigenvector jk van de covariantiematrix.

Als de correlatie tussen de twee parameters samen met de marginale en de voorwaardelijke standaardafwijking gekend is kan men beter de grenzen bepalen van het gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied. Indien slechts twee parameters afgeleid worden heeft dit gebied de vorm van een ellips (in Fig. 3 door arcering aangeduid). Door middel van de marginale en de voorwaardelijke standaardafwijking kan de ligging

Fig. 6a: Berekende (volle lijnen) en waargenomen verlagingen (kruisjes) in tijd-verlagings- en afstand-verlagingsgrafieken na de interpretatie van de dubbele pomproef waarbij de informatie omtrent de doorlatendheden afgeleid uit de natuurlijke gamma-metingen gebruikt werd. Pomproef in het Krijt en het Siluur.

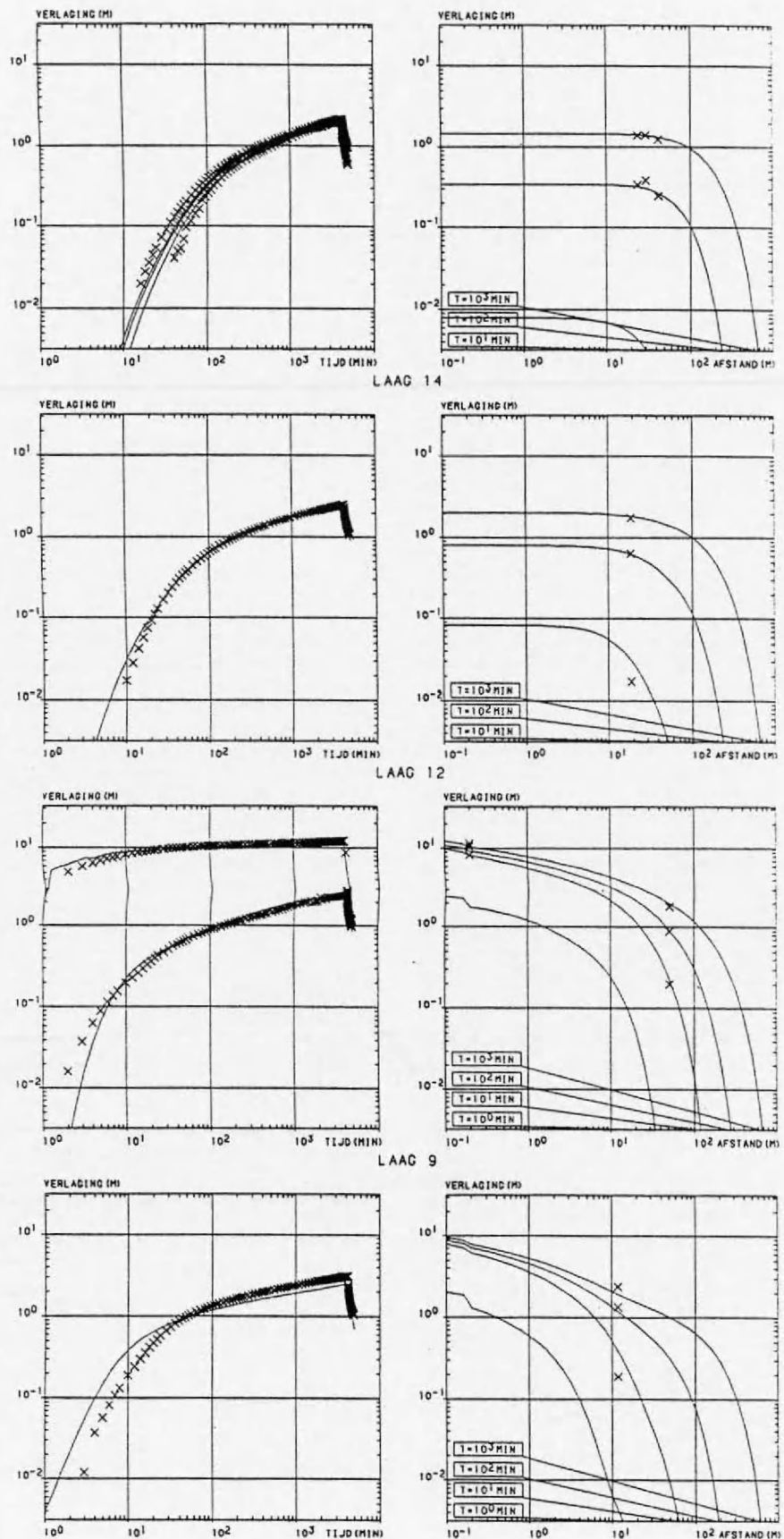
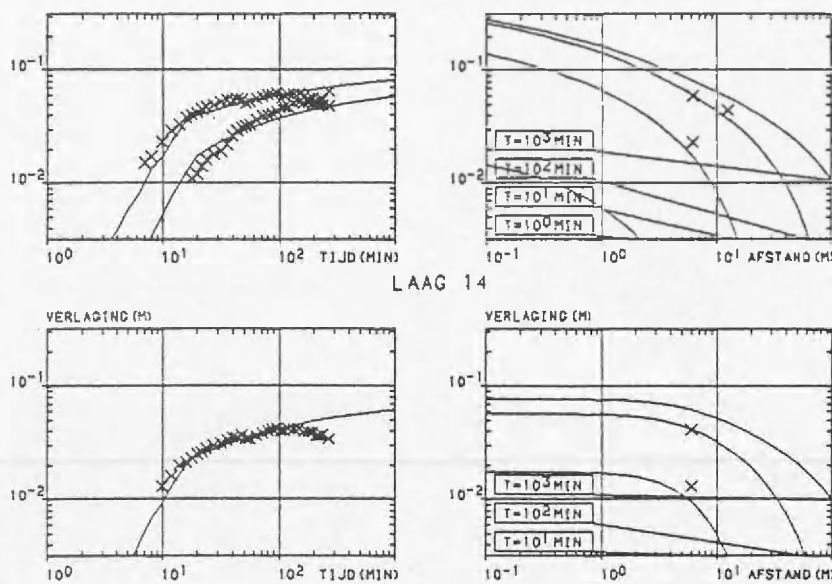


Fig. 6b: Berekende (volle lijnen) en waargenomen verlagingen (kruisjes) in tijd-verlagings- en afstand-verlagingsgrafieken na de interpretatie van de dubbele pompproef waarbij de informatie omtrent de doorlatendheden afgeleid uit de natuurlijke gamma-metingen gebruikt werd. Pompproef in de top van de Landen Groep.



van dit gebied ingeschat worden. In Fig. 3 is de correlatie tussen de twee parameters positief. Daarom benadert de parametercombinatie ($hp_1 + sm_1$, $hp_2 + sm_2$) het punt rechtsboven van het gezamenlijke betrouwbaarheidsgebied en ($hp_2 - sm_2$, $hp_1 - sm_1$) het punt linksonder van dit gebied. Wanneer de correlatie tussen de twee parameters negatief is wordt het gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied gekarakteriseerd door de punten linksboven en rechtsonder met de respectieve parametercombinaties ($hp_1 - sm_1$, $hp_2 + sm_2$) en ($hp_1 + sm_1$, $hp_2 - sm_2$). De punten (hp_1 , $hp_2 + sc_2$), (hp_1 , $hp_2 - sc_2$), ($hp_1 + sc_1$, hp_2) en ($hp_1 - sc_1$, hp_2) zijn steeds gelegen op de grenzen van het gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied. Een p-dimensionaal gezamenlijk betrouwbaarheidsgebied wordt altijd begrensd door de volgende punten ($hp_1 \pm sc_1$, hp_2 , ..., hp_p), (hp_1 , $hp_2 \pm sc_2$, ..., hp_p), ..., (hp_1 , hp_2 , ..., $hp_p \pm sc_p$). Het is vanzelfsprekend dat al deze punten geïkaliseerd zijn in de log parameter ruimte.

Gevoeligheidsanalyse

Een snelle convergentie treedt in het iteratieproces op indien de hydraulische parameters waarvoor de verlagingen het meest gevoelig zijn in afnemende volgorde worden opgenomen in het iteratief proces. Sommige parameters zullen, eender welke waarde ze aannemen, de berekende verlagingen niet beïnvloeden. Deze parameters zijn niet te identificeren steunende op de ingevoerde waarnemingen. Enkel het toevoegen van waarnemingen, die voldoende gevoelig zijn voor deze parameters, maakt het mogelijk ook deze parameters te identificeren. Minder gevoelige parameters, kunnen soms toch in het benaderingsproces worden opgenomen door ze te groeperen. De gevoeligheid van de aldus bekomen parametergroep is nagenoeg de som van de

gevoeligheden van de individuele parameters ten opzichte van de waarnemingen. Naast het verhogen van de gevoeligheden van dergelijke parametergroepen kunnen op deze wijze verhoudingen tussen hydraulische parameters vooropgesteld worden die tijdens de simulatie behouden blijven. Deze vooropgestelde verhouding tussen de verschillende parameters zoals de verhouding tussen doorlatendheden van opeenvolgende lagen in het numeriek model, kunnen afgeleid worden uit de variatie van een bepaalde parameter gemeten tijdens boorgatmetingen. Zo kan deze informatie over hydraulische parameters als voorafgaande informatie in het model ingevoerd worden.

5. INTERPRETATIE VAN DE DUBBELE POMPPROEF

Schematisering van het grondwaterreservoir in het invers model

Het grondwaterreservoir werd geschematiseerd in vier grote hydrogeologische eenheden (Fig.4). De eerste eenheid (eerste aangepompte laag), de afzettingen van het Siluur en het Krijt, werd opgedeeld in 10 lagen. Deze opdeling steunde op stromingsmetingen uitgevoerd op pompput PP1. Bij deze boorgatmeting wordt de variatie van de verticale stroomsnelheid met de diepte opgemeten terwijl bovenaan het filterelement met een constant debiet gepompt werd. Grote instroomvariaties met de diepte geven lagen aan met een hoog instroomdebiet. De horizontale doorlatendheid van de tien verschillende lagen werd recht evenredig verondersteld met het waargenomen instroomdebiet.

Deze horizontale doorlatendheden werden opgenomen in één groep van te bepalen

hydraulische parameters. Hierdoor blijven de ingevoerde verhoudingen tussen de horizontale doorlatendheden behouden. De beginwaarden van de specifiek elastische berging werd voor het Siluur (lagen 1-3) iets kleiner genomen dan deze voor het Krijt (lagen 4-10) ($0.3 \times 10^{-6} m^{-1}$ t.o.v. $0.6 \times 10^{-4} m^{-1}$). Deze schatting werd gemaakt steunende op het verschil in lithologie tussen beide eenheden. Een tweede eenheid wordt gevormd door de basis van de Landen groep (kleihoudend zand). Deze werd verder opgesplitst in de lagen 11 tot en met 13 om een betere simulatie van de verticale stroming in deze minder doorlatende lagen mogelijk te maken. De derde eenheid wordt gevormd door de top van de Landen groep (tweede aangepompte watervoerende laag) en werd opgedeeld in de lagen 14 tot 16 om de verwachte verticale stroming van het niet aangepompte gedeelte naar het aangepompte gedeelte beter te simuleren. De specifieke elastische berging van de gehele Landen Groep (lagen 11 tot 16) wordt benaderd door één uniforme beginwaarde ($0.1 \times 10^{-4} m^{-1}$). De vierde eenheid tenslotte wordt gevormd door de afzettingen van de leper Groep en het Kwartaar. Hierbij wordt eerstgenoemde als zeer slecht doorlatend beschouwd, wat in het model vertaald werd door een zeer hoge hydraulische weerstand tussen eenheid drie en vier te veronderstellen. Dit impliceert dat slechts een kleine verticale stroming in deze eenheid kan plaatsgrijpen. Deze hydraulische parameter kon niet geïdentificeerd worden uit de ingevoerde waarnemingen. De aanvangswaarden van de hydraulische weerstand werden bepaald aan de hand van de horizontale doorlatendheid. Aanvankelijk werd verondersteld dat de transversale anisotropie $\sqrt{2}$ bedraagt. Hierdoor kon de beginwaarde van de verticale doorlatendheid ingeschat worden alsook de hydraulische weerstand steunende op de dikte van de betreffende lagen.

Resultaten van de eerste interpretatie

De groepering van de hydraulische parameters, alsook de resultaten na het doorvoeren van de simulatie werden weergegeven in Tabel 1. Niet alleen de parameters van de aangepompte lagen kunnen met hoge nauwkeurigheid bepaald worden, dit geldt eveneens voor de parameters van de ingesloten minder doorlatende laag. De horizontale doorlatendheid van de top van de Landen groep bedraagt $1,17 m/d$ en de specifieke elastische berging $0,4 \times 10^{-4} m^{-1}$. De horizontale doorlatendheid van het Krijt en Siluur bedraagt gemiddeld $0,714 m/d$ (bepaald aan de hand van een totale transmissiviteit $10,24 m^2/d$), terwijl de specifieke elastische berging van het Krijt $0,5 \times 10^{-4} m^{-1}$ bedraagt. De hydraulische weerstand tussen beide aangepompte lagen is gering en bedraagt slechts 28 d. Dit stemt overeen met een harmonisch gemiddelde verticale doorlatendheid van $0,23 m/d$. De horizontale doorlatendheid van de basis van de Landen groep kon niet bepaald worden omdat hierin nagenoeg geen horizontale stroming optreedt.

Tab. 1: Optimale waarden van de hydraulische parameters met het invers model en overeenkomstige marginale en conditionele standaardafwijking per parametergroep bekomen bij de eerste interpretatie die enkel gesteund is op de gemeten verlagingen.

Laag nr.	Lithostratigrafie	Horizontale doorlatendheid in m/d		Specifieke elastische berging in m ⁻¹		Hydraulische weerstand in d	
18	Kwartair	-	-	-	-		
17	leper-groep	-	-	-	-	-	-
16	Top Landengroep	1.174	sm: 0.0030 sc: 0.0088	0,41 10 ⁻⁴	Sm: 0.0243	-	-
15						-	-
14						-	-
13						Basis Landengroep	0,153
12	-	Sc: 0.0259					
11	4	Sm: 0.2340 Sc: 0.1255					
10	Krijt	0,176	Sm: 0.0058 Sc: 0.0043	0,5 10 ⁻⁴	Sm: 0.0195 Sc: 0.0118		
9		7,711					
8		1,113					
7		1,113					
6		1,113					
5		3,757					
4		0,398					
3		0,596				-	-
2	Siluur	0,596	-	-	-	-	
1		0,596	-	-	-	-	
Som van de kwadraten van de 873 afwijkingen: $\sigma = 3,486$							

Informatie over de doorlatendheid afgeleid uit natuurlijke gammastraling gebruikt als voorafgaande informatie in het invers model

Het meten van de natuurlijke gammastraling van een sediment in een boorgat is een van de metingen die dikwijls worden uitgevoerd om inzicht te verkrijgen in het kleigehalte van het sediment in de omgeving van het boorgat. Immers, de mineralen die verantwoordelijk zijn voor deze straling bevinden zich meestal in de korrelgroottefractie < 2µm (met uitzondering van glauconiet). Sediment met een hoog gehalte aan fijne deeltjes kent een lagere doorlatendheid dan grover sediment. Vermits dit sediment

een hoge natuurlijke gammastraling bezit kan men een negatieve correlatie veronderstellen tussen de natuurlijke gammastraling en de doorlatendheid.

Een experimentele relatie tussen natuurlijke gammastraling en hydraulische doorlatendheid is voorgesteld door Repsold (1989) aan de hand van laboratoriumonderzoek op losse sedimenten uit Noord-Duitsland:

$$k_i = 10^{11} / GR_i^{10} \quad (7)$$

met k_i de hydraulisch doorlatendheid van de horizon i in m/d en GR_i de gemeten natuurlijke gammastraling van dezelfde hori-

zon in American Petroleum Institute Eenheden (API-eenheden). Met deze betrekking kan voor elke gamma-meting gemeten op een bepaalde diepte overeenstemmend met de invloedsstraal van de sonde de doorlatendheid berekend worden. Voor een bepaald diepte-interval (overeenstemmend met de dikte van een laag zoals deze werd gedefinieerd in het mathematisch model) leidt dit tot een groot aantal waarden voor de doorlatendheid. Steunend op Domenico & Schwartz (1990) kan met dit aantal, waarvan de waarden normaal verdeeld zijn, één waarde voor de horizontale en één waarde voor de verticale doorlatendheid per laag bepaald worden:

Tab. 2: Optimale waarden van de hydraulische parameters met het invers model en overeenkomstige marginale en conditionele standaardafwijking per parametergroep bekomen bij de tweede interpretatie die gesteund is op de gemeten verlagingen en de informatie omtrent de doorlatendheden afgeleid uit de natuurlijke gamma-metingen.

Laag nr.	Lithostratigrafie	Horizontale doorlatendheid in m/d		Specifieke elastische berging in m ⁻¹		Hydraulische weerstand in d	
18	Kwartair	-	-	-	-		
17	Ieper-groep	-	-	-	-	-	-
16	Top Landengroep	0.239	Sm: 0.0028 Sc: 0.0082	0,5 10 ⁻⁴	Sm: 0.0170 Sc: 0.0098	5	Sm: 0.5277 Sc: 0.3641
15		1.975				4	
14		0.242				5	
13		0.267				2	
12	Basis Landengroep	0.463				2	
11		2.098				20	
10	Krijt	0,177	Sm: 0.0062 Sc: 0.0046	0,5 10 ⁻⁴	Sm: 0.0183 Sc: 0.0217	2046	Sm: 0.0205 Sc: 0.0119
9		7,759					
8		1,120					
7		1,120					
6		1,120					
5		3,780					
4		0,400					
3	Siluur	0,599		-	-		
2		0,599		-	-	-	-
1		0,599		-	-	-	-
Som van de kwadraten van de 873 afwijkingen: $\sigma = 3,887$							

$$k^h = \frac{\sum d k_i}{\sum d_i} \quad k^v = \frac{\sum d_i}{\sum \frac{d_i}{k_i}} \quad (8)$$

Hierbij is d_i de dikte van het interval en k_i de berekende doorlatendheid met behulp van betrekking (7). Een voorbeeld is te zien in Fig. 5.

Zo werd, op basis van de gamma-metingen uitgevoerd in één boorput, voor alle lagen van de Landen Groep in het geschematiseerde grondwaterreservoir de horizontale en de verticale doorlatendheid berekend. Deze bewerking werd uitgevoerd voor de meting van de natuurlijke gammastraling in elke boorput. Het aantal waarden van de horizontale en de verticale doorlatendheid

bekomen voor één laag was op deze wijze gelijk aan het aantal boorputten. Het meetkundig gemiddelde van deze waarden leverde uiteindelijk één waarde op voor zowel de horizontale als de verticale doorlatendheid voor de lagen 11 tot 16 in het mathematisch model.

Door het niet kalibreren van de gemeten gammastraling (niet uitgedrukt in API-eenheden) worden de absolute waarden van de afgeleide doorlatendheden mede bepaald door het type sonde en boorgatmeettoestel. De op deze wijze bepaalde doorlatendheden voor de lagen van de Landen Groep worden als aanvangswaarden gebruikt in het invers model. De horizontale doorlatendheden en de hydraulische weerstanden worden elk als één groep van te

bepalen parameters beschouwd zodat de onderlinge verhoudingen binnen deze groep gedurende de opeenvolgende iteraties constant blijven. Uit de natuurlijke gammastralingen werden dus enkel de onderlinge verhoudingen van de doorlatendheden afgeleid en niet de waarden zelf. Zo was het mogelijk de verhoudingsreeksen afgeleid uit de natuurlijke gammastraling als voorafgaande informatie te gebruiken bij de interpretatie van het invers model. Vermits de verticale en de horizontale doorlatendheid zo onafhankelijk van elkaar worden benaderd, kan de anisotropie van de laag worden geschat.

De indeling in parametergroepen en de resultaten van de tweede interpretatie zijn weergegeven in Tabel 2. De gemeten en de berekende verlagingen werden grafisch

voorgesteld in Fig. 6a (pompproef in het Krijt en het Siluur) en Fig. 6b (pompproef in de top van de Landen Groep). Door het invoeren van voorafgaande informatie werd in de parametergroepen die de horizontale doorlatendheden enerzijds en de hydraulische weerstanden anderzijds bevatten, een grotere differentiatie voor de verschillende lagen ingevoerd. De waarden van de andere parametergroepen werden hierdoor weinig beïnvloed. Zo werd bij de tweede interpretatie een lichte afname van de hydraulische weerstand in het Krijt vastgesteld (van 2444 naar 2046 d), een lichte toename van de specifieke elastische berging in de Landen Groep (van 0.4×10^{-4} naar $0.5 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$) terwijl de specifieke elastische berging van het Krijt constant bleef. Bij de tweede interpretatie kon bovendien de totale hydraulische weerstand van de top van de Landen Groep bepaald worden. De hydraulische weerstanden van de lagen die zich boven het aangepompte gedeelte bevinden, waren gedurende de eerste simulatie te ongevoelig ten opzichte van de waarnemingen. De toename van de gevoeligheid van deze groep is een gevolg van het opnemen van de hydraulische weerstanden van zowel de aangepompte als de niet aangepompte lagen in dezelfde parametergroep en dus ook in dezelfde gevoeligheidsanalyse. Dit was slechts mogelijk nadat de verhoudingen tussen de hydraulische weerstanden, afgeleid uit de natuurlijke gamma-metingen, gekend waren. De som van de kwadraten van de afwijkingen is bij beide interpretaties echter nagenoeg gelijk gebleven.

Bij vergelijking van de uiteindelijk berekende doorlatendheden van de lagen van de Landen Groep blijkt dat de exponent 11 in de formule van Repsold (1989) voor de horizontale doorlatendheid dient vervangen te worden door de exponent 12.5. Voor de verticale doorlatendheid bedraagt deze exponent 10,65. Deze exponent wordt hier bepaald door enerzijds de sonde en het boorgatmeettoestel en anderzijds door bovenstaande vooropgestelde relaties. Ook een verschil in kleimineralogie van de betreffende sedimenten kan hierin een rol spelen; dit kon in de context van dit onderzoek evenwel niet gecontroleerd worden. De transversale anisotropie tussen horizontale en verticale doorlatendheid, die op deze wijze volledig onafhankelijk bepaald werd, bedraagt 8,28.

6. CONCLUSIES

Bij het interpreteren van pompproeven met het hierboven beschreven invers model kan niet alleen informatie worden afgeleid over de hydraulische parameters van de aangepompte lagen, maar ook van niet aangepompte aangrenzende lagen. De gevoelheden van de waarden van de hydraulische parameters van de niet aangepompte lagen ten opzichte van de waarnemingen neemt echter af naarmate ze betrekking hebben

op lagen die zich op grotere afstand van de aangepompte lagen bevinden en waar geen rechtstreekse waarnemingen verricht werden. Daardoor kunnen een aantal parameters niet bepaald worden.

Indien gebruik gemaakt wordt van externe informatie over de doorlatendheid, hier door middel van een empirisch verband tussen de natuurlijke gammastraling en de doorlatendheid, kan, steunend op deze informatie, een doorgedreven groepering van parameters worden doorgevoerd. Zo kunnen ze opgenomen worden in dezelfde gevoeligheidsanalyse, waardoor de gevoeligheid van de parametergroep vergroot wordt, en voldaan wordt aan de vereiste gevoeligheid om bepaling met het invers model mogelijk te maken. Hierdoor kan een groter aantal hydraulische parameters benaderd worden, wat een kwantitatieve verbetering van de interpretatie oplevert. Bovendien werd, door de toenemende gevoeligheid waarmee de parameters bepaald werden, de nauwkeurigheid van bepalen aanzienlijk verhoogd.

De kwaliteit van de ingevoerde informatie afkomstig van de natuurlijke gammastraling kan beoordeeld worden aan de hand van de som van de kwadraten van de afwijkingen. Gedurende beide interpretaties bleef deze nagenoeg constant, alhoewel het aantal afgeleide parameters verschillend is. Hieruit kan men besluiten dat de berekende verhoudingen tussen de doorlatendheden afgeleid uit de natuurlijke gamma-metingen, die als het ware werden opgelegd aan het invers model, relatief goed met de werkelijke verhoudingen overeenstemmen. Was dit niet het geval, dan kon een goede overeenstemming tussen gemeten en berekende waarden niet bereikt worden, dit omdat voorafgaande informatie gedurende de simulatie niet kan gewijzigd worden en gebruikt wordt bij de berekening van de verlagingsen. Het is echter ook intuïtief duidelijk dat onnauwkeurige informatie de kwaliteit van de gesimuleerde parameterwaarden zal doen afnemen (Yeh, 1986). Een verbetering van de kwaliteit van de natuurlijke gamma-metingen, alsook het uitdiepen van de relatie tussen natuurlijke gammastraling en doorlatendheid specifiek voor de betreffende sedimenten zou deze methode verder vervolledigen. Hierdoor zou een betere overeenstemming tussen berekende en gemeten waarden kunnen bereikt worden waardoor de som van de kwadraten van de afwijkingen zou verminderen.

Hiermee werd aangetoond dat informatie uit boorgatmetingen wel degelijk kan gebruikt worden naast de gemeten verlagingsen bij de interpretatie van pompproeven indien hierbij gebruik gemaakt wordt van een invers model.

Dankwoord

De auteurs danken het Nationaal Fonds voor Wetenschappelijk Onderzoek voor de steun

bij de uitvoering van deze studie. Ze wensen bovendien hun dankbaarheid te betuigen tegenover Prof. Dr. W. De Breuck, hoofd van het Laboratorium voor Toegepaste Geologie en Hydrogeologie, voor de praktische uitvoering van de pompproef die gebeurde met de fondsen van het laboratorium. Voor de bereidheid van de Stad Ronse om hun diepe putten ter beschikking te stellen en de toelating de dubbele pompproef op hun terrein uit te voeren, danken de auteurs de Schepenen van Openbare Werken Y. Deworm en Stadsingenieur Ir. D. De Brakeleer.

REFERENTIES

- JORGENSEN, D. (1989). Using Geophysical Logs to Estimate Porosity, Water Resistivity, and Intrinsic Permeability. *U.S.G.S. Water-Supply Paper* 2321, 1-24.
- CARRERA, J. & NEUMAN, S.P. (1986). Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 1. maximum likelihood method incorporating prior information. *Wat. Resour. Res.* 22 (2), 199-210.
- DOMENICO, P. & SCHWARTZ, F. (1990). *Physical and Chemical Hydrogeology*, p. 824. New York: John Wiley & Sons.
- DRAPER, N.R. & SMITH, H. (1981). *Applied Regression Analysis Second Edition* p. 709. New York: John Wiley & Sons.
- GAUS, I. (1994). *Koppeling van geofysische boorgatparameters aan de interpretatie van een dubbele pompproef uitgevoerd te Ronse* p. 123. Licentiaatsthesis Universiteit Gent.
- LEBBE, L. (1988). *Uitvoering van pompproeven en interpretatie door middel van een invers model*, p. 563. Thesis Geagg. Hog. Onderw. Rijksuniversiteit Gent.
- LEBBE, L. & DE BREUCK W. (1995). Validation of an inverse numerical model for interpretation of pumping tests and a study of factors influencing accuracy of results. *Journal of Hydrology* 172, 61-85.
- LEBBE, L., MAHAUDEN, M. & DE BREUCK, W. (1993). Execution of a triple pumping test and interpretation by an inverse numerical model. *Applied Hydrogeology* 4/92, 20-34.
- LEGRAND, R. (1968). Le Massif du Brabant. *Mém. Expl. Cart. Géol. et Minières. Belg.* 9, 1-148.
- LEGRAND, R. & NEYBERGH, H. (1979). La nappe aquifère du Calcaire Carbonifère du Tournaisis. *Prof. Pap. Serv. Géol. Belg.* 1979 (8), 1-14.
- NORRIS, S. (1972). The Use of Gamma Logs in Determining the Character of Unconsolidated Sediments and Well Construction. *Groundwater* 10(6), 14-21.
- REPSOLD, H. (1989). Well Logging in Groundwater Development, p. 135. *International Contributions to Hydrogeology* 9.
- YEH, W. (1986). Review of Parameter Identification Procedures in Groundwater Hydrology: The Inverse Problem. *Wat. Resour. Res.* 22, 95-108.