

4. De kringloop van het water

4.1. Onderdelen en processen

De hydrologische kringloop van het landoppervlak is geschematiseerd in fig. 4.1. Stralingsenergie van de zon is de drijvende kracht achter de kringloop. Het grootste gedeelte van het water op aarde bevindt zich in zeeën en oceanen en we kunnen dus zeggen dat de kringloop begint met het effect van de zonnestraling op het zeeoppervlak. Hierdoor ontstaat verdamping (*evaporatie*), waarna het water in de gasfase deel uitmaakt van de atmosfeer, hier verblijft het water gemiddeld 10 dagen. Door koeling wordt de waterdamp weer vloeibaar (*condensatie*), waardoor wolken ontstaan. Afhankelijk van de atmosferische gesteldheid ontstaat neerslag (*precipitatie*) in de vorm van regen, sneeuw of hagel. Uiteindelijk keert het water weer terug naar de oceaan, ofwel rechtstreeks, ofwel na een lange reis door en over het land. Doordat een deel van het landwater ook weer verdampt, kan het water enkele malen tussen land en atmosfeer circuleren (re-cycling) voordat het de zee bereikt.

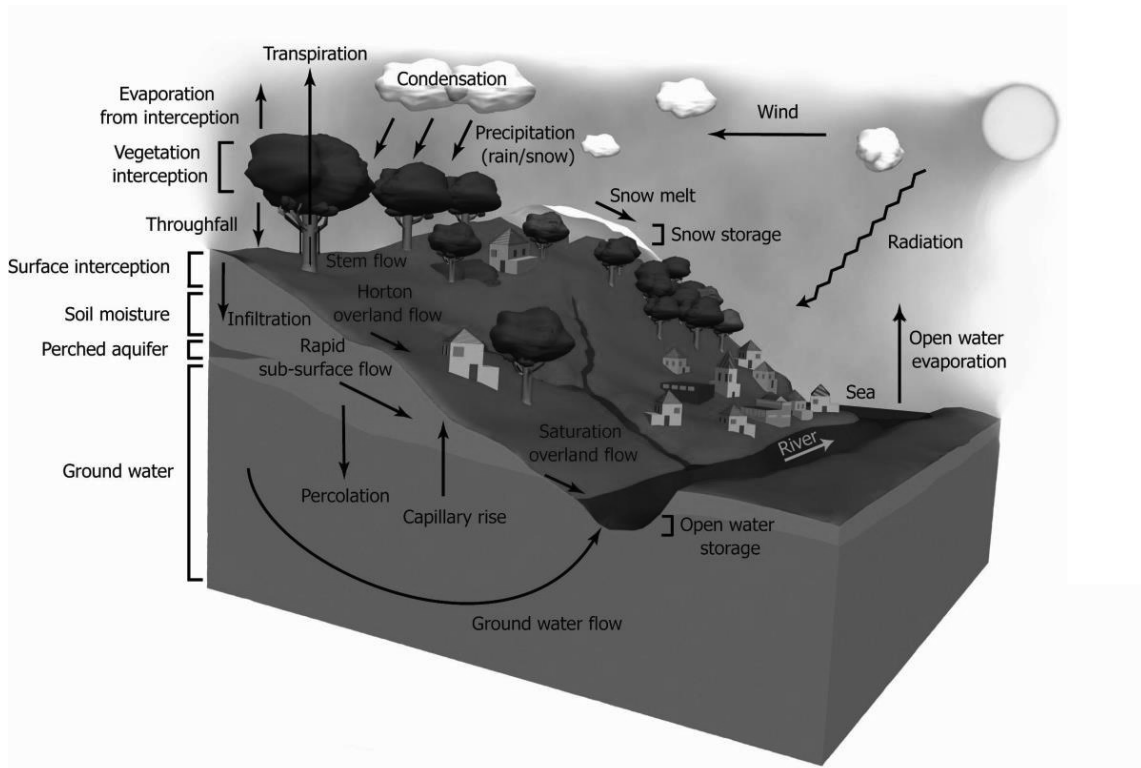
De neerslag (P) die valt, wordt eerst opgevangen door alles wat zich op het aardoppervlak bevindt: de grond, de vegetatie, het verharde oppervlak, bebouwing, afgevallen bladeren etc. Voor een gedeelte van het water geldt dat het in korte tijd vanaf het natte oppervlak verdampt, nog voordat het de kans heeft gekregen te infiltreren of af te stromen. Dit proces van tijdelijke berging en verdamping noemen we *interceptie* (I). Het is een belangrijk proces dat aanzienlijke hoeveelheden water kan verwerken, maar dat vaak in modellen wordt verwaarloosd of ondergebracht bij andere verdampingsprocessen. De neerslag die niet in het interceptieproces achterblijft (de *netto neerslag* P_n) kan afstromen via het landoppervlak (*oppervlakkige afstroming*) of infiltreren. Een deel van het geïnfiltreerde water kan op steile hellingen ook dicht onder de oppervlakte afstromen (*snelle ondergrondse afvoer* of *fast subsurface flow*). Na *infiltratie* (F) in de onverzadigde zone, kan een deel van het water via *percolatie* (R) de grondwaterspiegel bereiken (de verzadigde zone). Het water dat achterblijft in de onverzadigde zone (de bodem, bestaande uit vast materiaal, water en lucht) kan worden opgenomen door vegetatie die het door *transpiratie* (T) weer in de atmosfeer brengt. De grondwaterstroming kwelt uiteindelijk naar het oppervlaktewater, waar het samenkomt met de snelle afvoerprocessen (de oppervlakkige afvoer en de snelle ondergrondse afvoer). Samen vormen zij stroompjes en rivieren, het water hieruit kan tijdelijk worden vastgehouden in meren en daaruit weer verdampen, maar komt uiteindelijk in zee terecht.

Er zijn twee vormen van oppervlakkige afvoer: de afvoer die optreedt als de regen een hogere intensiteit heeft dan de infiltratiecapaciteit (*Hortonian overland flow*), en de afvoer die optreedt als de ondergrond verzadigd is (*Saturation overland flow*). De eerste treedt vooral op bij verharde oppervlakken zoals wegen, paden of dichtgeslagen grond, en de tweede vooral op natte grasvelden aan de voet van een helling.

Verdamping (E) is een zeer belangrijk proces in de natuur, omdat het een zuiverende werking heeft: opgeloste stoffen blijven na verdamping achter (destillatie), waardoor de neerslag weer uit zoetwater bestaat en het water op de continenten dus grotendeels zoet is. Een uitzondering hierop vormt het grondwater dat door invloed van verdamping of zeewater indringing brak kan zijn.

De oppervlakteafvoer verloopt zeer snel in verhouding tot ondergrondse afstroming. De bijdrage van het grondwater tot de rivierafvoer kan worden gesplitst in langzame en relatief snel reagerende componenten. Als de grondwaterspiegel daalt, en er meer greppels en stroompjes droogvallen, vallen eerst de snelreagerende en vervolgens de minder snel reagerende

componenten af. De langzaam reagerende component heet de *basisafvoer*. Een strakke scheiding tussen oppervlakteafvoer en de verschillende ondergrondse bijdragen is erg moeilijk te maken.



Figuur 4.1 - Kringloop van het water over het landoppervlak

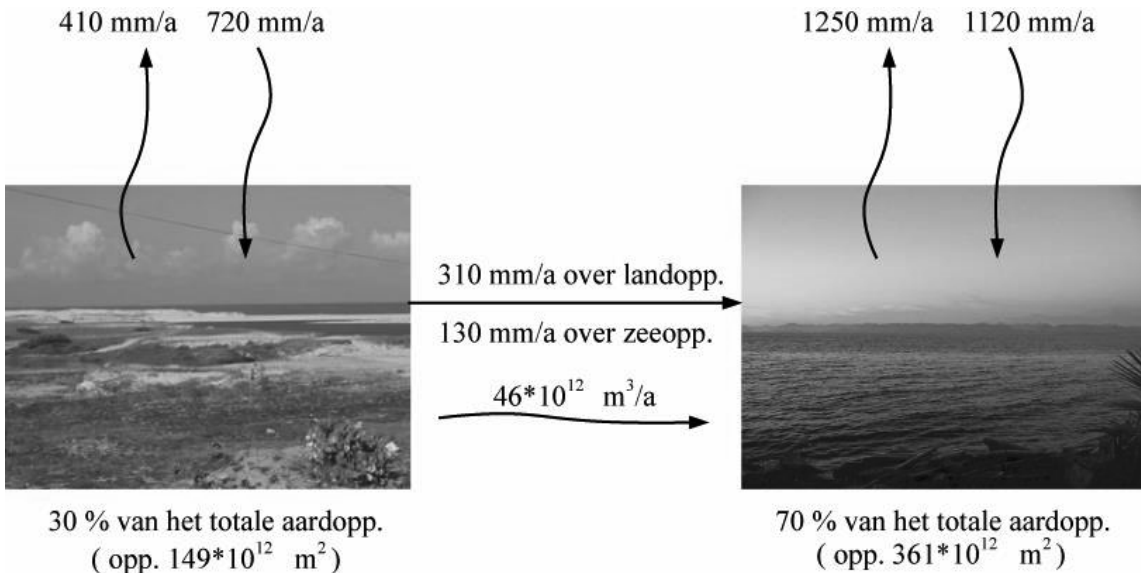
Zoet en zout water

Tabel 4.1 geeft de verdeling van water over de verschillende vormen van berging in het globale hydrologische systeem. Hieruit blijkt dat 96,5% van het water op aarde zich in de wereldzeeën bevindt en dus door het hoge zoutgehalte niet geschikt is voor direct gebruik. Behalve in de oceanen bevindt zich ook zout water in binnenzeeën zonder uitstroming (bv. Kaspische Zee, Dode Zee, Great Salt Lake) en in de grond. In binnenzeeën kan het zoutgehalte veel groter zijn dan in de oceaan en er kan zelfs verzadiging optreden, zoals in de Dode Zee. Dat grondwater zout is, kan vaak verklaard worden uit de aanwezigheid van mariene afzettingen of het binnendringen van zeewater in een watervoerende bodemlaag.

Van de totale watervoorraad is maar ongeveer 2,5% zoet, waarvan ruim tweederde in de vorm van ijs en sneeuw: voornamelijk de ijskappen bij de polen. Verder is 30% van de zoetwatervoorraad als grondwater geborgen. Slechts een heel klein gedeelte van het water bevindt zich in de atmosfeer en in rivieren; hieruit blijkt dat bij de actieve hydrologische kringloop maar een relatief kleine hoeveelheid water betrokken is. De verblijftijden van het water in de verschillende bergingselementen (zee, bodem, ijskappen etc.) zijn gemiddeld dan ook zeer groot.

Tabel 4.1 - Waterhoeveelheden in verschillende fasen van de hydrologische kringloop

| Aard en Verblifplaats | Percentage van totale watervoorraad | Percentage van Zoetwatervoorraad |
|-----------------------|-------------------------------------|----------------------------------|
| Oceanen | 96,5 | |
| Grondwater: | | |
| zoet | 0,76 | 30,1 |
| zout | 0,93 | |
| Bodemvocht | 0,0012 | 0,05 |
| Poolijs | 1,7 | 68,6 |
| Ander ijs en sneeuw | 0,025 | 1,0 |
| Meren: | | |
| zoet | 0,007 | 0,26 |
| zout | 0,006 | |
| Rivieren | 0,0002 | 0,006 |
| Moerasland | 0,0008 | 0,03 |
| Atmosfeer | 0,001 | 0,04 |



Figuur 4.2 - Grootte en verdeling van de jaarlijkse gemiddelde neerslag en verdamping (wereldwijd)

4.2. Waterbalansen

De hydroloog houdt zich meestal bezig met een open systeem waarvan de begrenzingen bijvoorbeeld de grenzen van een stroomgebied zijn. De kringloop van het water in zo'n systeem is te kwantificeren met een eenvoudige massabalans. De verandering van de berging is gelijk aan het verschil tussen de inkomende en de uitgaande fluxen. Hoewel de *waterbalans* is gebaseerd op het behoud van massa wordt in de praktijk altijd met volumes gewerkt. De onnauwkeurigheid die hierdoor ontstaat, valt echter in het niet bij de onnauwkeurigheden in het kwantificeren van de termen van een waterbalans. In formulevorm wordt de waterbalans:

$$\frac{dS}{dt} = Q_{in} - Q_{uit} \quad [L^3T^{-1}]$$

Waarin:

| | | |
|-----------|---------------------|---------------|
| S | berging | $[L^3]$ |
| Q_{in} | instromende fluxen | $[L^3T^{-1}]$ |
| Q_{uit} | uitstromende fluxen | $[L^3T^{-1}]$ |

In de meeste stroomgebieden, bijvoorbeeld van rivieren, worden Q_{in} en Q_{uit} gevormd door de volgende onderdelen:

$$Q_{in} = PA \quad \text{en} \quad Q_{uit} = EA + Q \quad [L^3T^{-1}]$$

Waarin:

| | | |
|---|--------------|---------------|
| P | neerslag | $[LT^{-1}]$ |
| A | oppervlakte | $[L^2]$ |
| E | verdamping | $[LT^{-1}]$ |
| Q | rivierafvoer | $[L^3T^{-1}]$ |

De oppervlakte, de verdamping en de berging bestaan vaak uit verschillende onderdelen:

$$A = A_s + A_w \quad [L^2]$$

Waarin:

| | | |
|-------|-------------------|---------|
| A_s | oppervlakte land | $[L^2]$ |
| A_w | oppervlakte water | $[L^2]$ |

De totale verdamping bestaat uit vier componenten:

$$E = I + T + E_s + E_w \quad [LT^{-1}]$$

Waarin:

| | | |
|-------|----------------------|-------------|
| I | interceptie | $[LT^{-1}]$ |
| T | transpiratie | $[LT^{-1}]$ |
| E_s | bodemverdamping | $[LT^{-1}]$ |
| E_w | openwater verdamping | $[LT^{-1}]$ |

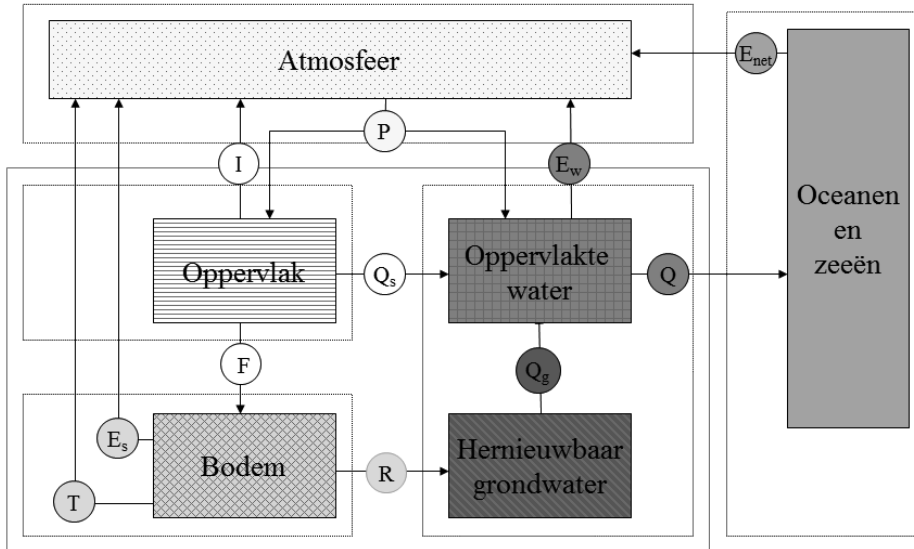
De interceptie verdampt van de oppervlakteberging kort nadat de regen op het land is gevallen (een kwestie van één of twee dagen). De transpiratie verdampt vanuit de berging in de onverzadigde zone via de vegetatie. De bodemverdamping verdampt ook uit de onverzadigde zone, maar via de poriën in de grond. De open water verdamping verdampt uit de open water berging. De totale berging bestaat dus uit vier componenten:

$$S = S_s + S_u + S_g + S_w \quad [L^3]$$

Waarin:

| | | |
|-------|--|---------|
| S_s | berging op het landoppervlak | $[L^3]$ |
| S_u | berging in de bodem (bodemwater in de onverzadigde zone) | $[L^3]$ |
| S_g | berging in de verzadigde zone (grondwater) | $[L^3]$ |
| S_w | berging in het open water | $[L^3]$ |

Van al deze compartimenten kunnen deelbalansen worden gemaakt waarbinnen de berging kan variëren. In fig. 4.3 staan alle *bergings-elementen* en *fluxen* tussen deze compartimenten weergegeven. De gestippelde kaders stellen de systeemgrenzen voor van de deelgebieden. Het doorgetrokken kader stelt de systeemgrens van de totale waterbalans voor.



Figuur 4.3 – fluxen en bergingselementen van de waterbalans

Uit fig. 4.3 en met de verschillende elementen uit de balans, kunnen in formulevorm de onderstaande deelbalansen worden opgesteld. Dit zijn wel mondiale waterbalansen, maar in principe kan voor elk klein of groot systeemgebied op dezelfde manier een waterbalans worden opgesteld.

$$\frac{dS_s}{dt} = (P - I - F)A_s - Q_s \quad (\text{oppervlak, horizontaal gestreept, wit}) \quad [L^3T^{-1}]$$

Waarin:

$$Q_s \quad \text{oppervlakkige afstroming naar oppervlakte water} \quad [L^3T^{-1}]$$

$$\frac{dS_u}{dt} = (F - T - E_s - R)A_s \quad (\text{bodem, diagonaal geruit, groen}) \quad [L^3T^{-1}]$$

Waarin:

$$R \quad \text{percolatie} \quad [LT^{-1}]$$

$$F \quad \text{infiltratie vanaf het oppervlak naar de onverzadigde zone} \quad [LT^{-1}]$$

$$\frac{dS_g}{dt} = RA_s - Q_g \quad (\text{aanvulbaar of hernieuwbaar grondwater, diagonaal gestreept, lichtblauw}) \quad [L^3T^{-1}]$$

Waarin:

$$Q_g \quad \text{ondergrondse afstroming naar oppervlakte water} \quad [L^3T^{-1}]$$

$$\frac{dS_w}{dt} = (P - E_w)A_w - Q + Q_s + Q_g \quad (\text{oppervlakte water, recht geruit, donkerblauw}) \quad [\text{L}^3\text{T}^{-1}]$$

Door al deze onderdelen samen te voegen, krijg je de totale waterbalans van het land:

$$\frac{d(S_s + S_u + S_g + S_w)}{dt} = (P - I - T - E_s)A_s + (P - E_w)A_w - Q \quad [\text{L}^3\text{T}^{-1}]$$

Als je de totale waterbalans vergelijkt met de deelbalansen, zie je dat er een aantal termen niet meer terug komt in de totale waterbalans. Dit zijn interne fluxen binnen het totale systeemgebied en deze zorgen dus niet voor een verandering van de totale berging. Voor de deelsysteemgebieden van elk bergingselement zijn deze interne stromingen natuurlijk wel van belang. Daarnaast zie je in fig. 4.3 ook twee gebieden en een flux staan die helemaal niet in de totale waterbalans of de deelbalansen terug komen. Dit komt omdat deze elementen (de oceanen, de atmosfeer en de verdamping vanaf de oceanen naar de atmosfeer) niet binnen het systeemgebied van het land liggen.

Voor de oceaan en de atmosfeer geldt respectievelijk:

$$\frac{dS_o}{dt} = Q + (P_o - E_o)A_o = Q - E_{net}A_o \quad [\text{L}^3\text{T}^{-1}]$$

$$\frac{dS_a}{dt} = (I + T + E_s)A_s + E_wA_w - PA + E_{net}A_o \quad [\text{L}^3\text{T}^{-1}]$$

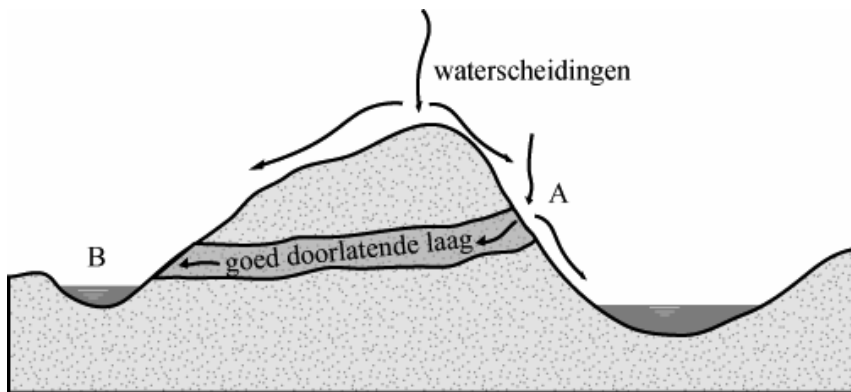
Ze zijn in fig. 4.3 weergegeven omdat ze de kringloop van het water compleet maken en bij de systeemomgeving horen.

Systeemgrens

Een waterbalans kan opgesteld worden als de grootte van de verschillende termen redelijk te schatten is. Om alle termen te kunnen schatten, moet eerst duidelijk de *systeemgrens* worden gedefinieerd, zodat duidelijk is welke termen wel en welke termen niet meegenomen worden in de balans. Daarnaast is het belangrijk om na te gaan welke termen eventueel mogen worden verwaarloosd.

Voor de totale waterbalans zal men de systeemgrens meestal op een kleine hoogte boven het terreinoppervlak van het gebied aanbrengen. De neerslag op het gebied en de verdamping van het oppervlak zijn namelijk gemakkelijker te bepalen dan de hoeveelheden water die in dampvorm boven het gebied de atmosfeer in- en uitstromen. Daar komt nog bij dat ook de hoeveelheid water in de atmosfeer moeilijk nauwkeurig is vast te stellen.

Bij verschillende waterbalansen, is de systeemgrens natuurlijk ook verschillend. Een stroomgebied wordt bijvoorbeeld begrensd door een waterscheiding die bepaald wordt door de topografie. Deze waterscheiding is bepalend voor de richting van de afstroming. Voor grondwater kan soms een andere grens gelden dan de topografische grens zoals weergegeven in fig. 4.4; via een watervoerende laag kan het water dat aan de ene kant van de topografische waterscheiding infiltreert (A) aan de andere kant (B) een bijdrage leveren aan de instroming.



Figuur 4.4 - Oppervlaktewater- en grondwaterscheiding

Menselijke factoren

De waterbalans hoeft niet alleen uit natuurlijke factoren te bestaan; vaak wordt door menselijke ingrepen zoals onttrekking van grond- en oppervlaktewater de natuurlijke balans beïnvloed. Een goed voorbeeld hiervan is een polder. Polders kunnen worden opgevat als zeer speciale stroomgebieden. De aan- en afvoer van water wordt kunstmatig geregeld met sluizen of gemalen. Als gevolg van de diepe ligging kan grondwater uit de omgeving toestromen dat als kwel in de polder aan de dag treedt. Naast de natuurlijke termen moeten in dit geval een aantal termen voor menselijke ingrepen aan de waterbalans worden toegevoegd. Vanzelfsprekend neemt de invloed van menselijke ingrepen op de waterbalans af naarmate het systeem dat beschouwd wordt groter is.

Tijdsinvloed

Tijdens het opstellen en het werken met een waterbalans is het belangrijk om een goede *tijdschaal* te kiezen. Naarmate een langere periode wordt beschouwd nemen de ingestroomde en uitgestroomde hoeveelheden van een systeem toe; de bergingsverandering zal echter zowel toenemen als afnemen, zodat op langere termijn de invloed van de bergingsverandering afneemt. Als bijvoorbeeld een periode van jaren wordt bekeken, kan de bergingsverandering meestal buiten beschouwing gelaten worden.

Voorbeeld 4.1 - waterbalans

Van een stroomgebied zijn de volgende gegevens verzameld:

- gemiddelde jaarlijkse neerslag = 800 mm/a
- gemiddelde jaarlijkse afvoer = 3,0 m³/s
- oppervlakte = 432 Mm² = 432 (km)²

De topografische waterscheiding komt overeen met de grondwaterscheiding

- a) Bepaal de gemiddelde jaarlijkse verdamping E in mm/a

In het stroomgebied wordt een reservoir aangelegd. De gemiddelde jaarlijkse verdamping E₀ van het reservoir wordt geschat op 1181 mm/a. Na constructie van het reservoir blijkt de gemiddelde jaarlijkse afvoer uit het stroomgebied 2,8 m³/s te zijn.

- b) Bepaal de oppervlakte van het reservoir in km².

Uitwerking:

a) Omdat er op jaarlijkse basis wordt gekeken, mag bergingsverandering = 0 worden verondersteld. Er

geldt dan dus: $\frac{dS}{dt} = PA - EA - Q = 0$, daaruit volgt: $E = P - \frac{Q}{A}$. Door de gegeven waarden in te vullen

volgt de waarde voor de verdamping: $E = 800 - \frac{3 \cdot 10^9 \cdot 3600 \cdot 24 \cdot 365}{432 \cdot 10^{12}} = 800 - 219 = 581 \text{ mm/a}$

b) Er wordt weer op jaarbasis gekeken, dus er geldt weer: $\frac{dS}{dt} = PA - EA - Q = 0$, door de termen onder

te verdelen volgt hier uit: $P(A_s + A_w) - E_s A_s - E_w A_w - Q = 0$. Door de gegeven waarden in te vullen (in m³/a) volgt: $800 \cdot 10^{-3} (432 \cdot 10^6) - 581 \cdot 10^{-3} (432 \cdot 10^6 - A_w) - 1181 \cdot 10^{-3} A_w - 2,8 \cdot 3600 \cdot 24 \cdot 365 = 0$, hieruit volgt dat $A_w = 10,5 \text{ Mm}^2$.

Een andere mogelijkheid is te rekenen met het feit dat de afname van het afvoervolume gelijk is aan de toename van het verdampingsvolume uit het reservoir.

$0,2 \cdot 3600 \cdot 24 \cdot 365 = A_w (1181 - 581) \cdot 10^{-3}$. Ook hieruit volgt dat $A_w = 10,5 \text{ Mm}^2 = 10,5 (\text{km})^2$

4.3. Modellen

Omdat de hydrologische kringloop een fysisch proces is, kunnen de deelprocessen in principe beschreven worden met behulp van massabalansen en bewegingsvergelijkingen. Echter het totale systeem en de deelprocessen zijn dusdanig complex dat het niet alleen lastig is om een exacte berekening te maken, maar aantoonbaar onmogelijk. De hoofdreden hiervoor is de heterogeniteit van de fluxen en de media waardoor het water zich begeeft, maar ook de moeilijkheid om correcte parameters te vinden voor de vergelijkingen. De neerslag bijvoorbeeld is al dusdanig heterogeen in plaats en in tijd, en daarmee moeilijk exact te bepalen, dat modellen nooit nauwkeurige uitkomsten kunnen geven. Door de heterogeniteit van de bodem en ondergrond zijn de precieze wetmatigheden waaraan waterstromen in de ondergrond voldoen nog steeds niet helemaal bekend. Hetzelfde geldt voor de parameterisatie van ruwheden, grenslagen, turbulentie, energie-uitwisseling, etc. Om toch tot bruikbare resultaten te komen, wordt de hydrologische werkelijkheid vaak vertaald naar een conceptueel model. Een model is een perceptie van de werkelijkheid, vertaalt in mathematische relaties. In zo'n model wordt een (deel)gebied

gekaracteriseerd door gebiedsparameters (oppervlakte, grondeigenschappen, begroeiing, etc.) en de massabalans en de bewegingsvergelijkingen worden hierin zo goed mogelijk weergegeven.

Een model waarin het systeem wordt beschreven aan de hand van fysische relaties, wordt een *deterministisch model* genoemd. Veel hydrologische processen vertonen echter een zekere stochastische variabiliteit (willekeurige variatie in grootte en voorkomen), die niet altijd voldoende beschreven kunnen worden met deterministische wetmatigheden. De metingen waarmee gewerkt wordt, zijn dikwijls slechts een kleine steekproef uit een grote of oneindige populatie. Daarnaast zijn er onzekerheden door meetfouten of het verkeerd interpreteren van processen. Om deze reden worden in de hydrologie ook veel *stochastische modellen* gebruikt. Dit zijn modellen die gebruik maken van statistische kenmerken van hydrologische gegevens.

Hydrologische processen bezitten dus zowel deterministische als stochastische componenten. Zo kan bijvoorbeeld een neerslag-afvoer model met behulp van fysische relaties de stroming over en door het land naar de rivier beschrijven als functie van een bepaald neerslagpatroon. Als men vervolgens de kans van optreden van dit neerslagpatroon wil meenemen als invoer voor het model, kan met behulp van methoden uit de stochastiek zo'n neerslagpatroon uit meetreeksen worden bepaald.

