

SOVELLETTU HYDROLOGIA



Pertti Vakkilainen

5. HAIHDUNTA

6. MAAVEDET (6.1–6.3)

13. VESISTÖN SÄÄNNÖSTELYN HYDROLOGIA

5. HAIHDUNTA

5.1 Johdanto

Mantereille sataneesta vedestä haihtuu noin 70 %. Suomen olosuhteissa haihdunta on suhteellisesti pienempi, mutta kun vuosisadannasta haihtuu Etelä-Suomessa keskimäärin n. 60 % ja Pohjois-Suomessakin lähes 50 % ja kun vuosi-haihdunnasta yli puolet tapahtuu kolmen kesäkuukauden aikana, muovaavat haihdunta ja sen vaihtelut näinkin pohjoisilla leveysasteilla hydrologisia oloja voimakkaasti. Haihdunnan keskeisestä roolista huolimatta siihen kohdistunut tutkimus Suomessa on ollut vähäistä. Selitys tutkimuksen vähäisyydelle on lähinnä siinä, että aiemmin lyhytaikaisia haihdunta-arvioita on käytännössä yleensä tarvittu vain järvien ja tekoaltaiden säännöstelytoimenpiteitä suunniteltaessa. Vasta sadanta-valuntamallien kehittelyn ja käytön yhteydessä on tullut ilmi, että aluehaihdunnan vuorokausiarvot ovat monessa tapauksessa yhtä oleellisia kuin aluesadannan vuorokausiarvot.

Haihdunnan arviointi on kastelun suunnittelussa keskeinen tehtävä, sillä sadon määrän on voitu todeta riippuvan kasvuston läpi maaperästä ilmaan kulkevan veden määrästä eli transpiraatiosta. Haihduntatietous maailmalla on lisääntynyt suurelta osin juuri kasvitutannon edellytyksiä järjestettäessä. Suomessa kastelutarve on vähäistä ja vesivarat poikkeuksellisen runsaat. Kasteluveden arvioinnille ei niin muodoin ole tarvinnut asettaa ahtaita tarkkuusrajoja. Tämä selittää osaltaan suomalaisten haihduntatutkimusten vähäisen määrän.

Haihdunnan arviointia varten on muualla maailmassa kehitetty runsaasti menetelmiä. Niiden suorassa soveltamisessa Suomeen on kuitenkin syytä varovaisuuteen, sillä ne on kehitetty useimmiten aivan toisissa ilmastovyöhykkeissä, joissa haihduttavan pinnan energiatase ratkaisevasti

poikkeaa haihduttavan pinnan energiataseesta Suomessa.

Haihtumista tapahtuu luonnossa erityyppisiltä pinnoilta erilaisissa olosuhteissa. Näiden erottamiseksi toisistaan on otettu käyttöön seuraavat käsitteet:

Evaporaatio: haihdunta maan, veden tai lumen pinnalta.

Transpiraatio: kasvien elintoimintaan liittyvä haihdunta. Haihtuva vesi kulkee juuri-varsi-lehti-systeemin lävitse.

Evapotranspiraatio: maa-alueilta tapahtuva kokonaishaihdunta.

Potentiaalinen evapotranspiraatio: laajalta alueelta tapahtuva haihdunta, kun maa on lyhyen kasvillisuuden täysin peittämä, eikä veden puute rajoita haihduntaa.

Potentiaalinen evaporaatio: puhtaasta, vapaasta vedenpinnasta tapahtuva haihdunta.

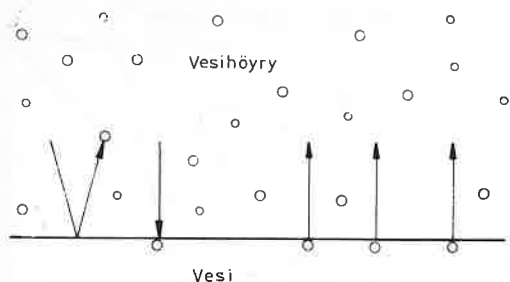
Todellinen haihdunta: haihdunta, joka todellisuudessa tapahtuu tietyltä alueelta.

Interseptiohaihdunta: kasvien pinnoille pidättyneen veden haihdunta.

5.2 Haihdunta ilmiönä

Haihdunnalla ymmärretään nestemäisessä tai kiinteässä muodossa olevan veden muuttumista vesihöyryksi.

Veden muuttuessa vesihöyryksi vesimolekyylien välinen etäisyys kasvaa. Molekyylien välisen vetovoiman voittamiseksi on tehtävä työtä. Haihdunnan tarvitsemaa energiaa nimitetään latentiksi energiaksi ja sen suuruus on $2,47 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ lämpötilan ollessa $+10^\circ\text{C}$. Tarvittavan energian määrä vaihtelee vain vähän, 0,1 % lämpöastetta kohti.



Kuva 5—1. Periaatekuva haihtumistapahtumasta (Shuttleworth 1979).

Periaatteessa haihdunta tapahtuu kuvan 5-1 mukaisesti. Vesimolekyyleja siirtyy sekä vedestä ilmaan että ilmasta veteen. Siirtyvien vesimäärien erotukselle eli nettohaihdunnalle voidaan kirjoittaa lauseke (5—1).

$$E = c_1 \exp\left(-\frac{L/n}{k_B T_s}\right) - c_2 (1-r)e \quad (5-1)$$

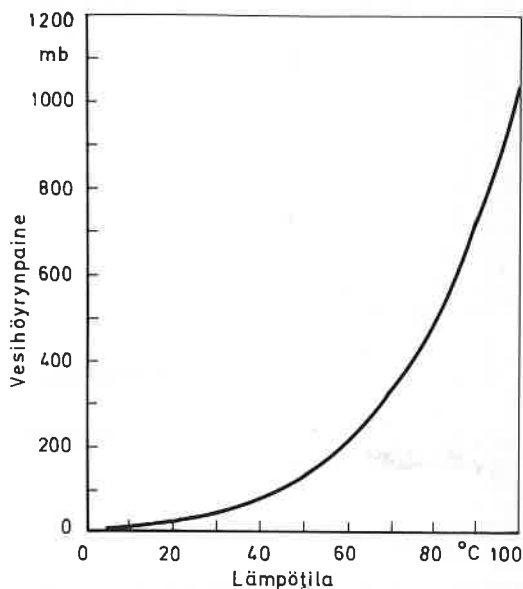
- E = haihdunta
 c_1, c_2 = vakioita
 L = latentti energia
 n = vesimolekyylin lukumäärä veden tilavuusyksikköä kohti
 k_B = Boltzmannin vakio
 T_s = pintalämpötila
 r = veden pinnasta takaisin ilmaan kimpoavien vesimolekyylin osuus
 e = vesihöyrynpaine

Mikäli vesimolekyylin lukumäärä ilmassa pysyy vähäisenä eli vesihöyryn paine pysyy pienenä, haihduntaa tapahtuu jatkuvasti, jos energiaa on riittävästi saatavilla. Jos taas vesihöyryn poiskulkeutuminen pinnan yläpuolelta estyy, saavutetaan ennenpitkää tilanne, jossa nettohaihdunta lakkaa. Pinnan yläpuolella vallitsee tällöin kyllästetyn vesihöyryn paine e_s . Sijoittamalla $e = 0$ yhtälöön (5—1) saadaan kyllästetyn vesihöyryn paineelle ilmaisu:

$$e_s = \frac{c_1}{c_2 (1-r)} \exp\left(-\frac{L/n}{k_B T_s}\right)$$

Toisin sanoen e_s on lämpötilan yksikäsitteinen funktio (kuva 5—2).

Haihtumistapahtumaa voidaan verrata liiketoimintaan, jossa haihduttava pinta myy vesihöyryä ja saa vastineeksi energiaa. Jos tarvittava energia tulee vedestä, veden lämpötila laskee ja haihdunta alkaa pienentyä. Ennenpitkää joudutaan tilanteeseen, jossa haihdunta kokonaan lakkaa. Mikäli haihduttavan pinnan lämpötila edelleen laskee, muuttuu nettohaihdunta negatiiviseksi.



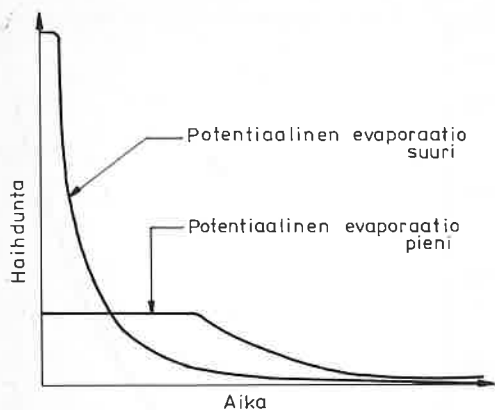
Kuva 5—2. Vesihöyrynpaineen riippuvuus lämpötilasta.

si, ts. yhtälön (5—1) ensimmäinen termi tulee toista termiä suuremmaksi.

Edellä esitetty voidaan lausua myös seuraavasti: haihdunnan välttämätön ehto on, että vesihöyryn osapaine ilman ja veden rajapinnan yläpuolella on alempi kuin rajapinnassa. Päinvastaisessa tapauksessa tapahtuu vesihöyryn tiivistymistä, jolloin energiaa vastavasti vapautuu.

Luonnossa haihduntaan tarvittava energia voi tulla auringon säteilynä tai lämmön kulkeutumisena ilmassa, maasta tai vedestä. Vesihöyryn paine-eron ylläpitämiseksi tarvitaan jatkuvan energiavirran ohella vesihöyryn kulkeutumista kauemmas ilmakehään. Molekulaarinen diffuusio on kuljettamisen suorittamiseen varsin hidas. Sen sijaan vähäinenskin tuuli aikaansaa turbulentsin diffuusion, joka on kuljettajana molekulaarista diffuusiota huomattavasti tehokkaampi. Tuulen nopeuden lisääntyminen nopeuttaa vesihöyryn kulkeutumista.

Ilmavirtauksen turbulentsisuus riippuu tuulen nopeuden ohella myös haihduttavan pinnan karkeudesta. Lisäksi ilmakehän lämpötilakerrosteisuus vaikuttaa vesihöyryn kulkeutumisnopeuteen. Normaalitilanteessa lämpötila laskee ilmakehässä ylöspäin mentäessä 0,6 °C 100 metriä kohti. Mikäli lämpötilan lasku on tätä nopeampaa, tapahtuu konvektiovirtausta alhaalta ylöspäin ja tämä nopeuttaa vesihöyryn kulkeutumista. Jos taas lämpötila laskee em. arvoa vähemmän, syntyy tilanne, jossa vesihöyryn kulkeutuminen tapahtuu normaalitilannetta hitaammin.



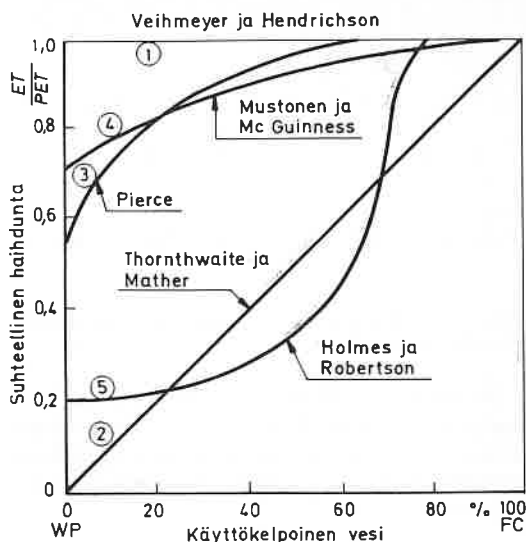
Kuva 5-3. Periaate-esitys maanpinnan kuivumisen vaikutuksesta haihduntaan.

5.3 Pinnan merkitys

Luonnossa haihduntaa tapahtuu veden, lumen ja jään pinnasta, maasta ja kasvustosta. Viimemainitusta haihtuva vesi on joko kasvien läpi kulkeeneen veden haihduntaa eli transpiraatiota tai kasvuston pinnalta tapahtuvaa haihduntaa eli interseptiohaihduntaa.

Fysikaalisessa mielessä haihdunta on samanlaista pinnasta riippumatta. Käytettävissä olevassa energiassa, ilmastotekijöissä, pintojen karkeudessa ja veden saannissa olevat erot aiheuttavat kuitenkin, että erilaisilta pinnoilta haihtuu erilaisia määriä vettä.

Veden pinnasta tapahtuva haihdunta riippuu pelkästään energia- ja ilmastotekijöistä, sillä vettä on tällaisissa tapauksissa haihduntaan aina saatavilla. Lumen ja jään pinnasta tapahtuvaa haihduntaa tarkasteltaessa on huomattava, että pinnassa maksimilämpötila on 0°C . Tässä lämpötilassa kyllästetyn vesihöyryn paine on 6,11 mb. Mikäli haihduntaa tällöin yleensä tapahtuu, täytyy vesihöyryn paineen olla suuremman lumen pinnassa kuin ilmassa. Koska kyllästetyn vesihöyryn paine kasvaa lämpötilan noustessa, täytyy lämpimässä ilmassa vallita matalamman suhteellisen kosteuden kuin kylmässä ilmassa, jos vesihöyryn paineet ovat yhtä suuria. Jos suhteellinen kosteus on 99,9 % lämpötilan ollessa 0°C , sen on oltava alle 70 % lämpötilan ollessa 5°C , 49,7 % lämpötilan ollessa 10°C ja 35,7 % lämpötilan ollessa 15°C , jotta vesihöyryn paineet näissä lämpötiloissa olisivat yhtä suuret. Niin muodoin ilman lämpötilan nousu merkitsee lämmön suurempaa virtausta lumen tai jään pintaan, mutta mikäli ilman suhteellinen kosteus pysyy jatkuvasti samana, haihdunta pienenee ja



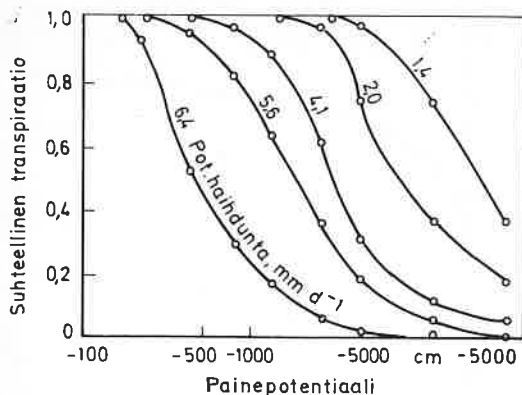
Kuva 5-4. Suhteellisen haihdunnan riippuvuus maan-kosteudesta eri tutkijoiden mukaan (Mustonen ja Mc Guinness 1968). WP = lakastumisraja, FC = kenttäkapasiteetti

enemmän energiaa on käytettävissä lumen tai jään sulamiseen.

Paljaasta maasta tapahtuvaa haihtumista säätelevät sateen jälkeen samat tekijät kuin veden pinnasta tapahtuvaa haihduntaa. Kun maanpinnan ylin osa kuivuu, jatkuu haihdunta samalla tasolla vain, mikäli veden virtaus alemmasta maasta pystyy tuomaan vettä riittävästi maan pintaan. Jos veden nousu on ilmakehän haihduntavaatimusta vähäisempää, kuivuu maanpinta edelleen ja muodostaa haihduntaa voimakkaasti pienentävän kuivan kerroksen (kuva 5-3).

Transpiraatio ja interseptiohaihdunta estävät kasvuston lämpötilan kohoamisen haitallisen korkeaksi. Kasvun kannalta vesi on muutoinkin välttämätön mm. siksi, että se tuo kasville tarpeellisia aineita maaperästä ja pitää kasvia pystyssä. Vesi on lisäksi protoplasman tärkeä aineosa ja fotosynteesissä se on yhtä oleellinen kuin hiilidioksidi.

Käytännöllisesti katsoen kaikki transpiraatio tapahtuu lehtien alapinnoilla olevien ilmarakojen kautta. Ilmarakojen avautumista ja sulkeutumista säätelevät valon intensiteetti, lehden lämpötila ja kasvin solujen välisen tilan CO_2 -konsentraatio tavalla, jota ei tarkasti tunneta. Mikäli transpiraatio on niin suurta, ettei vettä pääse kasviin maasta riittävästi, kasvin sisäinen paine, ns. turgori-paine, laskee ja ilmaraoit sulkeutuvat. Transpiraatio lakkaa, kunnes vettä on päässyt maasta kasviin jälleen riittävästi.



Kuva 5—5. Suhteellisen transpiraation riippuvuus juuristokerroksen keskimääräisestä painepotentiaalista eri ilmasto-olosuhteissa. (Denmead ja Shaw 1962).

Maan pinnalta tapahtuvan haihdunnan ja transpiraatiohaihdunnan merkittävä ero on, että ensinmainitussa tapahtumassa vesi poistuu maasta ainoastaan yhdeltä tasolta, kun taas transpiraatiotapahtumassa kasvit ottavat vettä koko juuristokerroksen syvyydeltä.

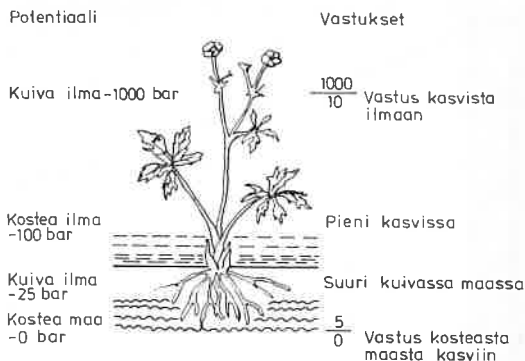
Maankosteuden ja haihdunnan välisestä yhteydestä on esitetty erilaisia käsityksiä (kuva 5—4). Mikäli suhteellista haihduntaa verrataan vain juuristokerroksen kosteuteen eikä maaperän vedenpidätysominaisuuksia ja ilmastotekijöissä esiintyviä eroja oteta huomioon, ovat erilaiset tulokset luonnollisia. Veden virtaus maa-kasvi-ilmakehä-yhteydessä aiheutuu energiaeroista. Vesi virtaa tässä systeemissä siihen suuntaan, jossa energiatila on pienempi. Transpiraatiolle voidaan kirjoittaa maan ja lehden potentiaalien sekä maassa ja kasvustossa vallitsevien vastusten perusteella yhtälö (5—2).

$$T_r = \frac{h_s - h_l}{R_s + R_p} \quad (5-2)$$

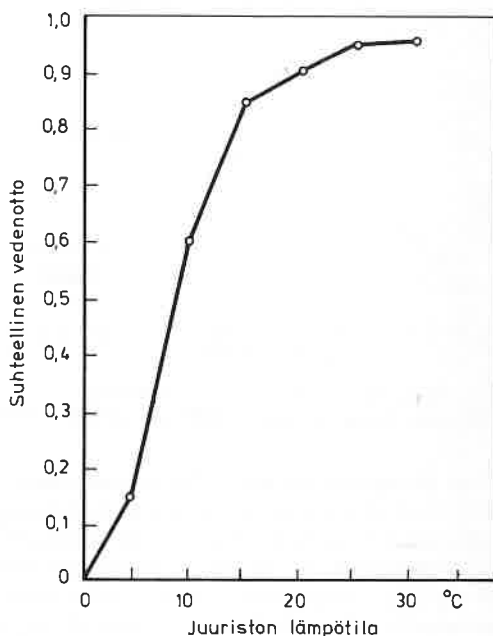
T_r = transpiraatio
 h_s = potentiaali maassa
 h_l = potentiaali lehdessä
 R_s = virtausvastus maassa
 R_p = virtausvastus kasvissa

Veden virtausta maasta kasvin kautta ilmakehään ei siis säätele maan vesipitoisuus, vaan maaveden ja kasvin lehdessä olevan veden välinen energiaero sekä ilmakehän kyky vastaanottaa haihtuvaa vettä (kuva 5—5). Esimerkki potentiaalien suuruudesta maa-kasvi-ilmakehä-systeemin eri osissa on esitetty kuvassa 5—6.

Juuristokerroksen kylmyys on tekijä, jonka voidaan olettaa Suomen olosuhteissa vaikuttavan



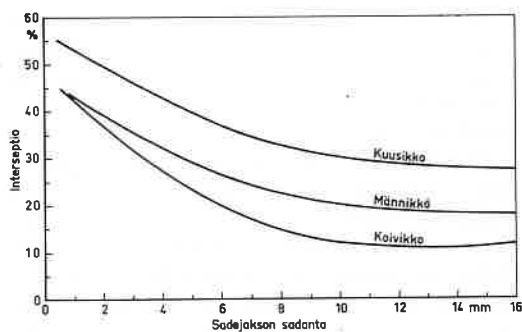
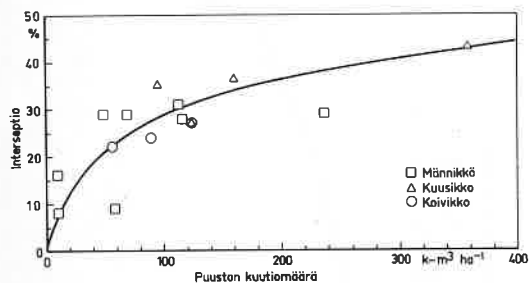
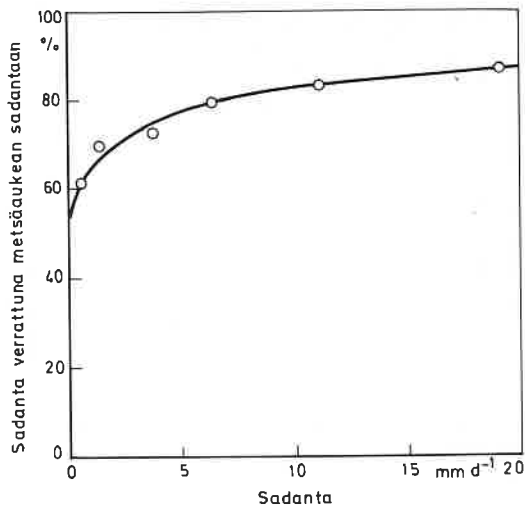
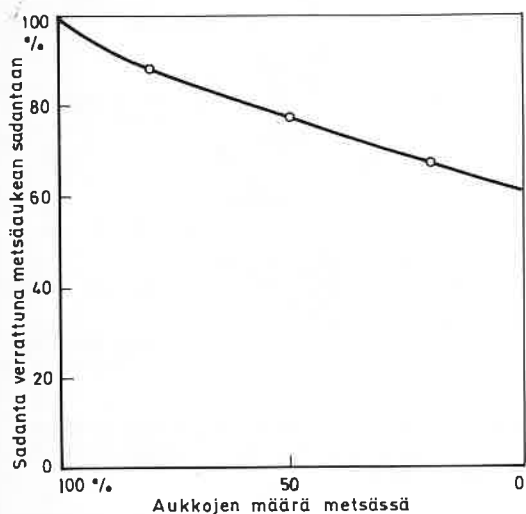
Kuva 5—6. Esimerkki veden energiatilojen ja virtausvastusten suuruudesta maa - kasvi - ilmakehäsystemin eri osissa (Larcher 1975).



Kuva 5—7. Transpiraation riippuvuus juuristokerroksen lämpötilasta (CAPO 1981).

transpiraatiota pienentävästi kasvukauden alkuvaiheessa. Matala lämpötila hidastaa juurten kasvua, nostaa veden viskositeettia ja kasvattaa soluseinämien virtausvastusta. Esimerkkinä lämpötilan vaikutuksesta on kuvassa 5—7 esitetty laboratorio-oloissa saatu tutkimustulos.

Osa sateesta pidättyy kasvuston pinnalle ja haihtuu siitä suoraan ilmaan. Kuvat 5—8 ja 5—9 esittävät interception määrää erityyppisissä kasvustoissa. Kasvuston lehdille pidättynyt vesi haihtuu suoraan takaisin ilmaan, joten sen ei tar-



Kuva 5—8. Interseptio erilaisissa metsiköissä.
Ylemmät kuvat Kaiteran (1938) ja alemmat kuvat

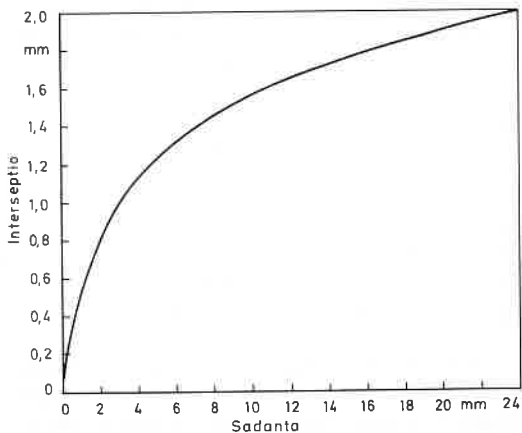
Päiväsen (1966) tutkimusten perusteella.

vitse transpiraatioveden lailla voittaa maan ja kasvuston aiheuttamaa virtausvastusta. Interseptiohaihdunta tapahtuu tästä syystä nopeammin kuin transpiraatio. Sadannan lisääntyminen merkitsee yleensä suurempaa interseptiohaihduntaa ja suurempaa kokonaishaihduntaa. Tämä käy selvästi ilmi kuvasta 5—10.

Maanpinnan hyväksi tuleva nettosäteily jakautuu haihduntaan kuluvaan eli latenttiin energiaan, havaittavaan lämpöön, veteen tai maahan siirtyvään energiaan ja fotosynteesiin yms. kuluvaan energiaan:

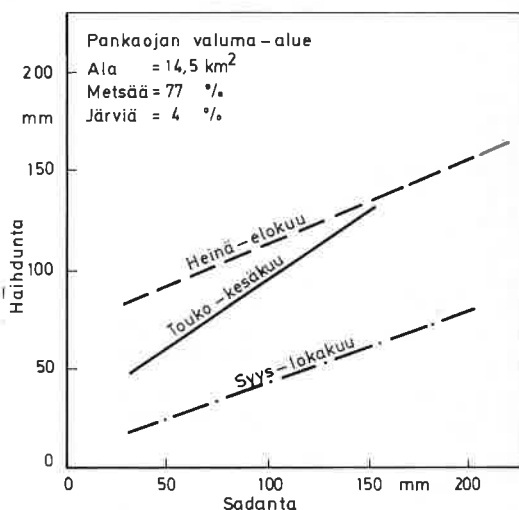
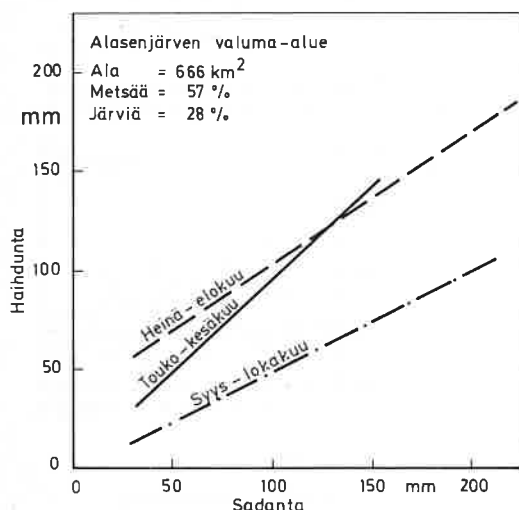
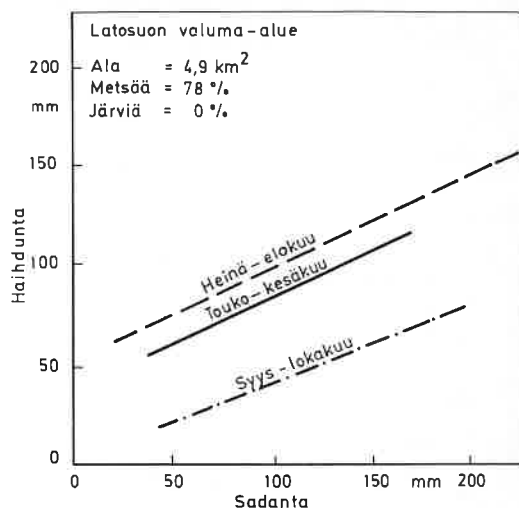
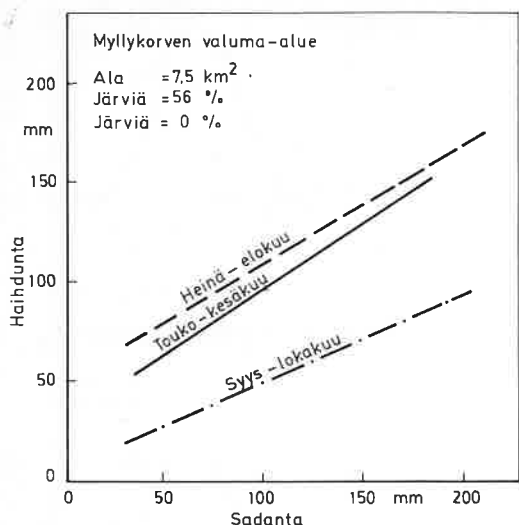
$$R_n = LE + C + G + M \quad (5-3)$$

- R_n = nettosäteily
- LE = haihduntaan kuluva energia
- C = havaittava lämpö,
- G = maahan tai veteen siirtyvä energia,
- M = fotosynteesiin yms. kuuluva energia



Kuva 5—9. Interseptio riippuvuus vuorokausisadannasta 16...20 cm korkeassa nurmikossa Rijteman (1965) mukaan.

Haihduttavien pintojen säteilytaseet poikkeavat toisistaan. Mm. albedot eroavat huomatta-



Kuva 5—10. Sadannan haihduntaa lisäävä vaikutus

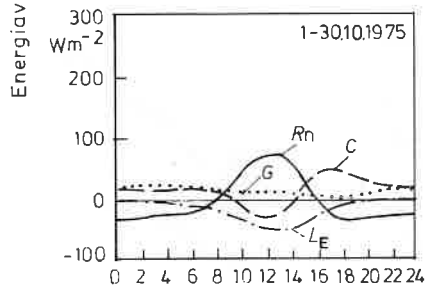
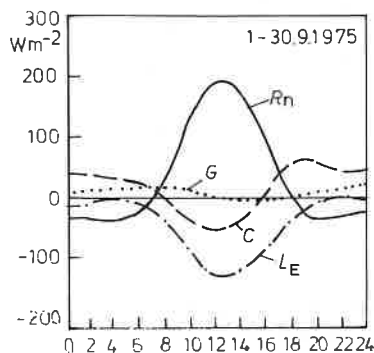
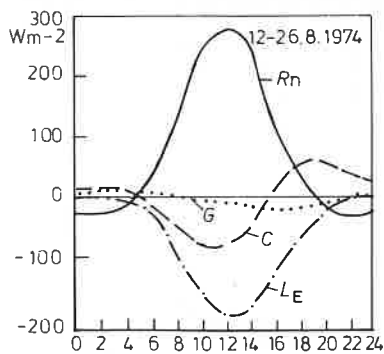
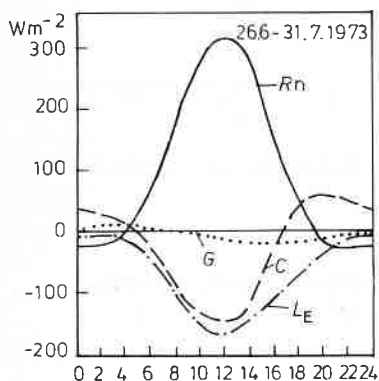
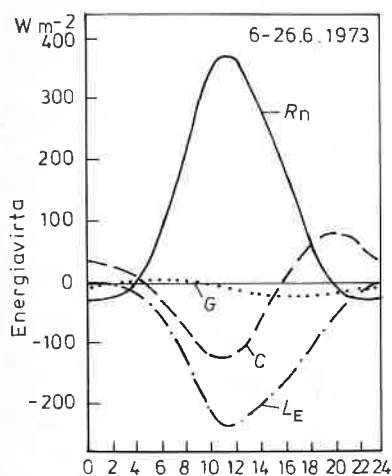
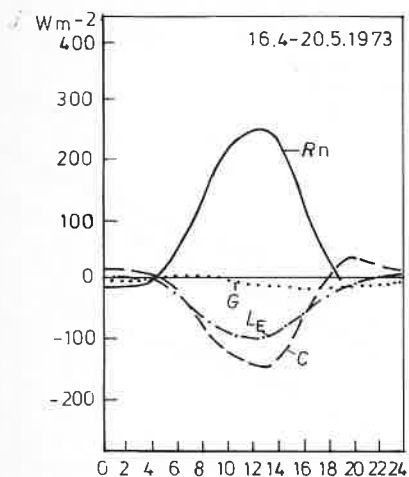
Niinivaaran (1953) mukaan eräillä valuma-alueilla.

vasti. Niinpä veden albedo on n. 0,08, vihreän ruohon n. 0,25, metsän n. 0,15 ja lumen jopa 0,85. Säteilyolosuhteita on käsitelty tarkemmin luvussa 2. Maa-alueen ja järven energiataseet poikkeavat melkoisesti toisistaan. Tämä käy ilmi kuvasta 5—11, joka on laadittu Otanien lysimetrikentällä (nurmipinta) ja Lammin Pääjärvellä tehtyjen mittausten perusteella.

5.4 Haihdunnan määrittäminen menetelmät

5.41 Vesitaseen käyttö

Valuma-alueelta tapahtuvan haihdunnan määrittäminen vesitaseen jäännösterminä on periaatteelltaan selvä ja yksinkertainen:



Selitys :

- R_n nettosäteily
- - - C lämpö ilmaan
- · - L_E latenttilämpö
- G lämpö maahan

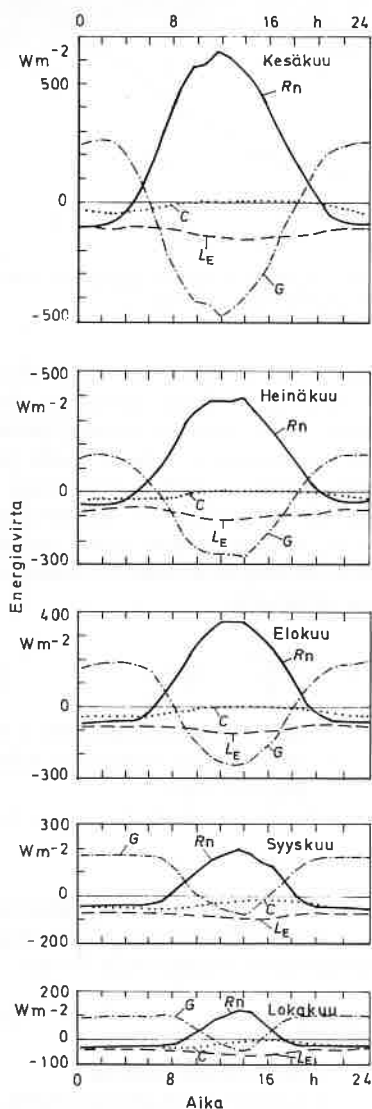
Kuva 5—11. Maanpinnan ja järven pinnan energiataseiden komponenttien keskimääräinen vuorokausijakauma Vakkilaisen (1982) yllä, Otaniemi, nurmipinta ja Elomaan (1977) viereinen sivu, Lammin Pääjärvi, vesipinta, tutkimusten mukaan.

$$E = P - Q \pm \Delta S$$

(5—4)

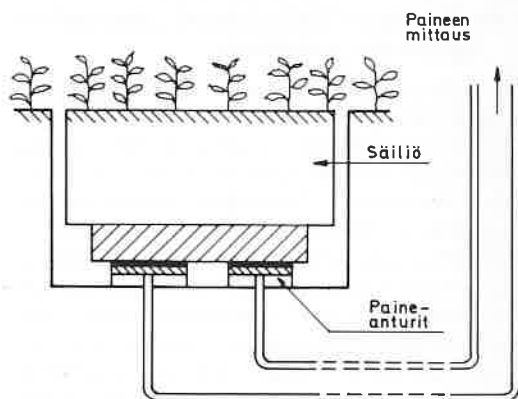
- E = haihdunta
- P = sadanta
- Q = valunta
- ΔS = varastoituminen

Vuosihaihduntaa määritettäessä vesitase on käyttökelpoisimmillaan. Jos käytettävissä ovat useiden vuosien sadanta- ja valuntasarjat, voidaan varastoituminen jättää huomioonottamatta ja haihdunta saadaan sadanta- ja valunta-arvojen erotuksena. Lyhytaikaisen haihdunnan määrittä-

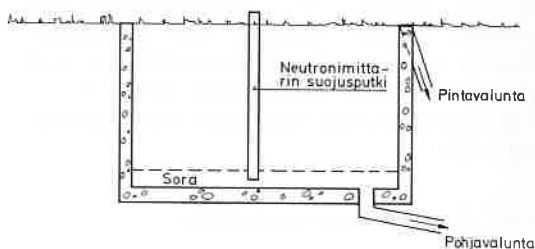


misessä on runsaasti ongelmia. Sadannan luotettava määrittäminen on käytännössä sitä vaikeampaa mitä lyhyemmästä jaksosta on kysymys. Valuma-alueelle varastoituneen vesimäärän vaihtelun selvittäminen on vielä sadannan määrittämistäkin hankalampi tehtävä.

Vesitaseen käyttökelpoisuus järvestä tapahtuvan haihdunnan määrittämisessä riippuu suurimaksi osaksi siitä, saadaanko järven tulovirtaama luotettavasti mitatuksi. Mikäli järven pohjan kautta tulevat ja lähtevät vesimäärät ovat huomattavia, ei vesitasetta ole syytä käyttää. Vesitaseen käytöllä voidaan saada onnistuneita tuloksia järvissä, joiden ala on suuri järven valuma-alueeseen verrattuna.



Kuva 5—12. Punnitseva lysimetri.



Kuva 5—13. Lysimetri, jossa haihdunta lasketaan vesitaseen jännösterminä.

5.42 Lysimetrit

Lysimetrit ovat maahan upotettuja ja maalla täytettyjä astioita, joista haihdunta määritetään joko punnitsemalla tai vesitaseyhtälön jännösterminä.

Punnitsevissa lysimetreissä sadannasta ja haihdunnasta aiheutuvat maan painon muutokset voidaan rekisteröidä joko vaa'an avulla tai hydraulisesti. Ei-punnitsevissa lysimetreissä sadanta, lysimetrin läpi virtaava vesimäärä ja maan vesipitoisuus täytyy erikseen mitata ja haihdunta saadaan näiden avulla lasketuksi.

Esimerkki punnitsevasta lysimetrinä on esitetty kuvassa 5—12 ja ei-punnitsevasta kuvassa 5—13.

Ideaalisen lysimetrin tulisi olla ympäristönsä kanssa identtinen. Sen alan tulisi olla riittävän suuri, maan tulisi olla siinä luonnontilassa ja kasvuston tulisi olla sekä samaa lajia että samankorkuista kuin ympäristössä. Näiden vaatimusten täyttäminen on siinä määrin vaikeata, ettei ideaalista lysimetriä käytännössä juuri voida rakentaa.

5.43 Vesihöyryn kulkeutumisen mittaamiseen perustuvat menetelmät

Menetelmät, joiden avulla mitataan vesihöyryn kulkeutumista, perustuvat havaintoon, että turbulентtinen diffuusio on pääasiallinen prosessi, joka siirtää vettä haihduttavasta pinnasta ylemmäs ilmakehään. Tarvittavat mittaukset tulee tehdä turbulентtisen rajakerroksen sisällä ja jotta tämä voisi kehittyä vastaamaan haihduttavan pinnan karkeutta, tarvitaan mittauspaikan ympärillä "riittävästi" samanlaista pintaa. Suhteen mittauskorkeus/häiriötön matka tulisi olla noin 1:100 (esim. Tanner 1968). Mittausaika väli tulee pysyä 15...60 minuutin välillä. Mittausten tulisi ulottua 2..3 metriä haihduttavan pinnan yläpuolelle.

Perusoletus käytettäessä diffuusioyhtälöä haihduntaa määritettäessä on, että vesihöyryn kulkeutumista voidaan kuvata yksidimensionaalisella yhtälöllä. Lisäksi oletetaan, että vesihöyryn, lämmön ja liikemäärän diffuusio kertoimet ovat yhtäsuuret tai että niiden välillä vallitsee tietty, haihduttavan pinnan ominaisuuksista riippumaton suhde.

5.431 Aerodynaamiset menetelmät

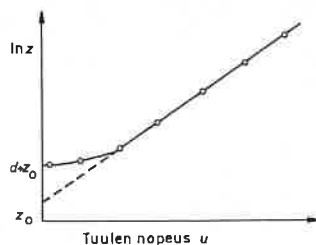
Prandlin kehittämään rajakerrosteorian sekoutusmatkan käsitteeseen tukeutumalla voidaan haihduntaa määrittää mittaamalla tuulen nopeutta ja vesihöyryn painetta usealla tasolla haihduttavan pinnan yläpuolella. Ylöspäin tapahtuvalle vesihöyryn kulkeutumiselle voidaan kirjoittaa yhtälö (5—4):

$$LE = \frac{\rho \epsilon}{p} k^2 \frac{(u_2 - u_1)(e_1 - e_2)}{(\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d})^2} \quad (5-4)$$

- LE = haihdunta, $W \cdot m^{-2}$
 ρ = ilman tiheys, $kg \cdot m^{-3}$
 ϵ = vesihöyryn ja kuivan ilman molekyylipainojen suhde
 p = ilmanpaine, mb
 k = von Karman -vakio (0,40)
 u_1, u_2 = tuulen nopeudet tasoilla 1 ja 2, $m \cdot s^{-1}$
 e_1, e_2 = vesihöyryn paineet tasoilla 1 ja 2, mb
 d = tuulen nollapisteen siirtymä, m

Jotta tuulen nollapisteen siirtymä d voitaisiin luotettavasti määrittää, tarvitaan tuulen nopeuden mittauksia usealta eri tasolta (kuva 5—14).

Edellä kuvatusta aerodynaamisesta perusmenetelmästä on useita muunnoksia. Näistä yleisim-



Kuva 5—14. Periaatekuva tuulen nopeuden nollatason siirtymästä ja karkeuskorkeudesta.

min käytetty on Deaconin ja Swinbankin kehittämä menetelmä. Siinä käytetään kolmea mittaustasoa, joista kaksi on selvästi haihduttavan pinnan yläpuolella ja kolmas lähellä pintaa. Jos oletetaan tuulen nopeuden jakaantuvan vertikaalisuunnassa logaritmisesti ts. noudattavan yhtälöä (5—5), voidaan pintaa vasten vaikuttava leikkausjännitys määrittää kahden ylimmän tason mittausten perusteella.

$$u(z) = \frac{(\tau/\rho)^{1/2}}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (5-5)$$

- $u(z)$ = tuulen nopeus korkeudella z , $m \cdot s^{-1}$
 τ = pintaa vasten vaikuttava leikkausjännitys, $N \cdot m^{-2}$
 z_0 = karkeuskorkeus (ks. kuva 5—14), m

Pintaa vasten vaikuttava leikkausjännitys voidaan laskea myös pinnan lähellä olevan tuulimitarin antamien tulosten perusteella (5—6):

$$\tau = C_s \rho u_s^2 \quad (5-6)$$

- C_s = leikkausvoimakerroin
 u_s = tuulen nopeus pinnan lähellä, $m \cdot s^{-1}$

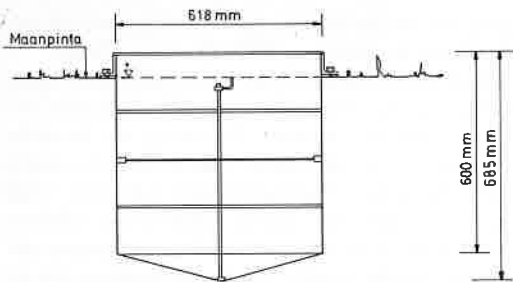
Yhtälöiden (5—5) ja (5—6) perusteella saadaan C_s :lle lauseke (5—7):

$$C_s = \frac{k^2}{\left(\ln \frac{z}{z_0}\right)^2} \quad (5-7)$$

Jos oletetaan edelleen, että C_s :lle saatua arvoa voidaan käyttää kaikissa olosuhteissa, saadaan haihdunta lasketuksi yhtälön (5—8) avulla:

$$LE = C_s \left(\frac{\rho c_p}{\gamma} \right) u_s^2 \frac{e_2 - e_1}{u_2 - u_1} \quad (5-8)$$

- c_p = ilman ominaislämpö, $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$
 γ = psykometrivakio, $mb \cdot K^{-1}$



Kuva 5—15. GGI-3000 haihtumisastia.

5.432 Energiatase

Energiataseen käyttö edellyttää sekin vähintään kahdella tasolla tehtyjä lämpötila- ja kosteushavaintoja. Näiden perusteella määritetään havaittavan lämmön (C) ja haihduntaan kuluvaan energiaan (LE) suhde, ns. Bowenin suhde:

$$\beta = \frac{C}{LE} = \gamma \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad (5-9)$$

Kun Bowenin suhde on saatu määritetyksi, voidaan haihdunta laskea haihduttavan pinnan energiataaseen (ks. yhtälö 5—3) avulla:

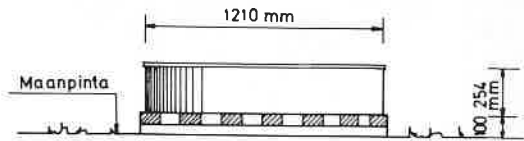
$$LE = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (5-10)$$

Energiatasetta käytettäessä nettosäteilyn mittaaminen on välttämätöntä. Maahan tai veteen siirtyvän energiamäärän G määrittäminen voidaan suorittaa lämpötilahavaintoihin perustuen. Maan lämmönvaihdon mittaamiseksi on valmistettu myös erityisiä lämpövuon mittauslevyjä.

Kun käytettävissä on lämpötilamittauksia, voidaan lämmönsiirto määrittää joko ns. integraalimenetelmällä tai lämpötilagradienttiin perustuen. Integraalimenetelmässä tarvitaan lämpötila- ja lämpökapasiteettitiedot ja lämmönvaihto laskeaan lämpömäärien erotuksena. Lämpötilagradienttiin perustuvan menetelmän käyttö edellyttää, että pintakerroksen lämmönjohtavuus tunnetaan. Lämmönjohtavuus riippuu maan kosteudesta, joten luotettavan tuloksen saaminen edellyttää pintakerroksen kosteuden jatkuvaa mittaamista tai laskennallista määrittämistä.

5.433 Turbulenssimenetelmä

Tuulen keskimääräinen nopeusvektori on millä tahansa tasolla maanpinnan yläpuolella maanpinnan suuntainen. Sensijaan hetkellisesti tuulen suunta voi olla mikä tahansa. Pintaa vastaan kohtisuoran komponentin keskiarvo on nolla, mutta se voi saada suuriakin hetkellisiä arvoja. Jotta



Kuva 5—16. Class A -haihtumisastia.

haihduntaa yleensä tapahtuisi, on ylöspäin tapahtuvien virtausten kosteuspitoisuuden oltava keskimäärin suurempia kuin alaspäin tapahtuvissa virtauksissa. Haihdunta saadaan, kun mitataan samanaikaisesti vertikaalisuuntainen tuulen komponentti ja ilman kosteus. Näiden suureiden tulona saadaan hetkellinen vesihöyryn vuo, joka voi olla joko positiivinen tai negatiivinen.

Turbulenssimenetelmä edellyttää tiheästi tehtyjä mittauksia. Mittalaitteilta vaaditaan, että ne pystyvät rekisteröimään kosteusvuon jopa 10 kertaa sekunnissa.

5.44 Haihtumisastioiden käyttö

Yleisimmin haihdunnan mittaaminen tapahtuu erityyppisiä haihtumisastioita käyttäen. Haihtumisastiat voidaan sijoittaa maanpinnan yläpuolelle tai upottaa maahan sekä järvihaihduntaa mitattaessa vedessä kelluville lautoille.

Maailman ilmatieteen järjestö (WMO) suosittaa käytettäväksi neuvostoliittolaista GGI-3000-astiaa ja amerikkalaista Class A -astiaa, jotka molemmat valmistetaan galvanoidusta pellistä. GGI-3000 (kuva 5—15), jonka ala on 3000 cm², upotetaan maahan siten, että 7,5 cm astian yläreunasta jää maanpinnan yläpuolelle. Class A-astian (kuva 5—16) läpimitta on 122 cm. Normaalisti se asetetaan 15 cm korkuiselle puutelineelle siten, että ilma pääsee virtaamaan astian alitse.

Haihtumisastioista tapahtunut haihdunta saadaan astian vedenpinnan muutoksen ja sadannan avulla.

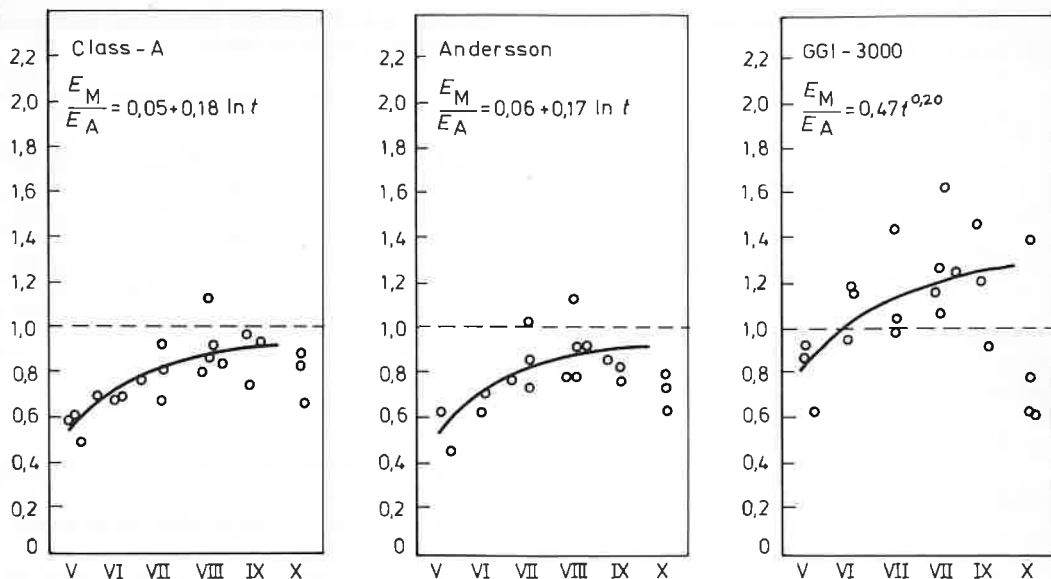
$$E_o = P - \Delta W \quad (5-11)$$

E_o = haihdunta astiasta

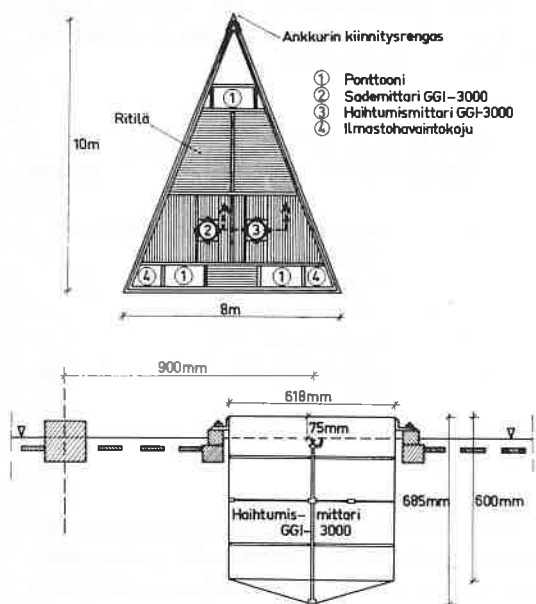
P = sadanta

ΔW = astian vedenkorkeuden muutos

GGI-3000 ja Glass A-astioiden ohella on kehitetty useita muita haihtumisastioita. Kuvassa 5—17 on esitetty kehittäjänsä S. Anderssonin mukaan nimetty evaporimetri. Tämä pieni, pleksilasta valmistettu kannellinen haihdunnan mittari asetetaan 1,5 metrin korkeuteen. Vesi haihtuu evaporimetristä yläreunassa olevien reikien kaut-



Kuva 5—18. Mitattujen potentiaalisten haihduntojen ja astiahaihduntojen välisen suhteen riippuvuus ajankohdasta. t on aika 1. päivästä toukokuusta lukien (Vakkilainen 1982).



Kuva 5—19. Lautalle asennettu haihtumisastia (Järvinen 1978).

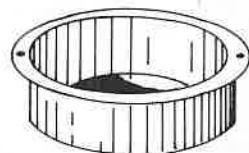
$$E_p = c \cdot p \cdot (0,46 T_m + 8,13) \quad (5-13)$$

- E_p = potentiaalinen haihdunta, mm d⁻¹
 c = kasvin tyypistä ja kehitysvaiheesta riippuva kerroin
 p = kuukauden prosenttiosuus vuoden auringonpaistatunneista
 T_m = kuukauden keskilämpötila, °C

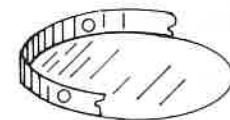
Kansi



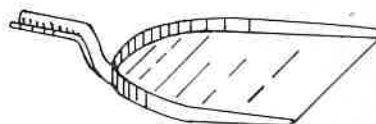
Sylinteri



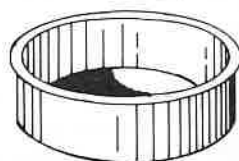
Pohjalevy



Lapio



Ulopmpi sylinteri



Kuva 5—20. GGI-500 lumievaporimetri.

Turcin (1961) menetelmä perustuu auringon säteilyyn ja lämpötilaan:

$$E_p = \frac{0,13 T_m (0,484 R_s + 50)}{T_m + 15} \quad (5-14)$$

E_p = potentiaalinen haihdunta, mm 10 d⁻¹
 T_m = 10 vuorokauden keskilämpötila, °C
 R_s = auringon säteily, W m⁻²

Mikäli auringon säteilyä ei ole mitattu, mutta auringonpaistotuntien lukumäärä on tiedossa, voidaan tulosäteily estimoida yhtälöllä:

$$R_s = R_A \left(a + b \cdot \frac{n}{N} \right) \quad (5-15)$$

R_A = teoreettinen tulosäteily, W m⁻²

n = auringonpaistotuntien määrä, h
 N = teoreettisten auringonpaistotuntien määrä (h) (ks. Smithsonian Meteorological Tables)
 a, b = vakioita, joille Suomen oloissa voidaan käyttää taulukon 5—1 mukaisia arvoja.

Ivanovin haihduntakaava (Konstantinov 1963) perustuu kuukauden keskilämpötilaan ja ilman suhteelliseen kosteuteen:

$$E_p = 0,0018 (T_m + 25) (100 - F) \quad (5-16)$$

E_p = potentiaalinen haihdunta, mm kk⁻¹
 T_m = kuukauden keskilämpötila, °C
 F = kuukauden keskimääräinen ilman kosteus, %

Penman (1948) yhdisti Daltonin kaavan

$$E = f(u) (e_s - e_a) \quad (5-17)$$

ja energiataseen

$$R_n = LE + C + G + (M) \quad (5-3)$$

ja päätyi yhrälöön (5—16)

$$E_p = \frac{\Delta (R_n - G) + \gamma f(u) (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma} \quad (5-18)$$

$f(u)$ = tuulifunktio = 0,27 (1 + 0,54 u_2)
 $e_s - e_a$ = ilman kyllästysvastus, mb
 R_n = nettosäteily, W m⁻²
 C = havaittava energia, W m⁻²
 G = maahan menevä energia, W m⁻²

Taulukko 5—1. Tulosäteilyn laskemisessa tarvittavien vakioiden arvot (Mustonen 1964a)

Kuukausi	b	a	$a_o^{1)}$
toukokuu	0,530	0,240	0,175
kesäkuu	0,590	0,230	0,165
heinäkuu	0,590	0,230	0,160
elokuu	0,560	0,230	0,155
syyskuu	0,540	0,230	0,150
lokakuu	0,520	0,230	0,140

¹⁾ $a_o = R_s/R_A$, kun $n/N = 0$

u_2 = tuulen nopeus 2 metrin korkeudessa, m s⁻¹
 Δ = vesihöyrynpainekäyrän kaltevuus, mb °C⁻¹
 γ = psykometrivakio = 0,66 mb °C⁻¹

Mikäli nettosäteilyä ei ole mitattu, kuten yleensä onkin asianlaita, saadaan se estimoitua yhtälöä (5—17) käyttäen:

$$R_n = R_s (1 - \nu) - \sigma T^4 (0,56 - 0,080 \sqrt{e_a}) \quad (5-19)$$

(0,10-0,90 n/N)

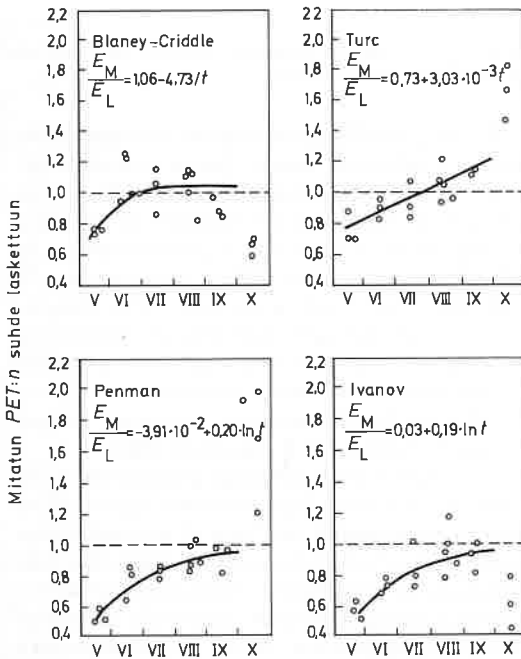
R_s = auringonsäteily (ks. yhtälö 5—15)
 ν = albedo
 σ = Stefan-Boltzmann-vakio (5,67 · 10⁻⁸ W m⁻² K⁻⁴)
 T = lämpötila, K
 e_a = vesihöyrynpaine 2 metrin korkeudella, mb
 n, N = ks. yhtälö (5—15)

Otaniemen lysimetrikentällä suoritettujen mitausten mukaan eri menetelmillä saadut haihdunta-arvot tulisi kertoa ajankohdasta riippuvalla kertoimella (kuva 5—21).

Penmanin yhtälö on fysikaalisessa mielessä varsin hyvin perusteltu. Sen heikohko yhteensopivuus Otaniemen olosuhteisiin selittyy suurelta osin kyllästysvajauksen laskentatavasta ja maan lämmönvaihdon huomiottajättämisestä. Vuorokauden keskimääräinen kyllästysvajausta lasketaan Suomessa normaalisti klo 8, 14 ja 20 tehtyjen havaintojen perusteella. Otaniemen olosuhteissa näin saatu tulos ei ole riittävän tarkka ja sitä tulisi korjata kaavalla (5—20), mikäli kyllästysvajausta on suurempi kuin 2 mb.

Taulukko 5—2. Maan energianvaihto ($W m^{-2}$) Jokioisissa kesällä 1968 (Kulmala 1970), Vihdissä kesinä 1968 ja 1969 (Seuna 1977) ja Otaniemessä kesinä 1972...75 (Vakkilainen 1982).

	Maan energianvaihto (W m ⁻²)						
	Jokioinen	Vihti		Otaniemi			
	1968	1968	1969	1972	1973	1974	1975
Toukokuu		— 8	—10		— 6	— 5	
Kesäkuu	—19	— 6	— 6	— 8	— 8		
Heinäkuu	— 7	— 2	— 3		— 6		
Elokuu	— 6	— 1	+ 2			— 3	
Syyskuu		+ 7	+ 5				+ 5
Lokakuu							+14



Kuva 5—21. Mitattujen ja laskettujen potentiaalisten haihduntojen suhteen riippuvuus ajankohdasta. T on aika toukokuun 1. päivästä lukien (Vakkilainen 1982).

$$(e_s - e_a)_{kor} = 0,75 (e_s - e_a) + 0,56 \quad (5-20)$$

$$\begin{aligned} (e_s - e_a)_{kor} &= \text{korjattu kyllästysvastus, mb} \\ e_s - e_a &= \text{klo 8, 14 ja 20 tehtyjen} \\ &\quad \text{havaintojen mukaan las-} \\ &\quad \text{kettu kyllästysvajaus, mb} \end{aligned}$$

Maahan menevän energian määrä on suhteellisen vähäinen. Taulukossa 5—2 on esitetty Jokioisissa, Vihdissä ja Otaniemessä tehtyjen mittaus-ten tuloksia. Niiden havaintojen perusteella maa-

han menevän energian voidaan arvioida olevan touko-, kesä- ja heinäkuussa noin 6 % ja elokuussa noin 3 % nettosäteilystä. Syyskuussa lämpövirtauksen suunta on päinvastainen ja sen suuruus on noin 15 % nettosäteilystä. Lokakuussa keskimääräinen lämpövirtaus lienee noin 10...15 $W m^{-2}$.

Kun Penmanin yhtälöön (5—18) sijoitetaan yhtälön (5—20) mukaisesti korjatut kyllästysvajauksen arvot ja edellä mainitut maahan ja maasta tulevan energian arvot, saadaan kuvan 5—22 mukainen vertailu.

Toukokuuta lukuunottamatta mitattujen ja laskettujen arvojen yhteensopivuus on varsin hyvä. Toukokuun alkupuolella ruoho ei Etelä-Suomessa vielä kasva aktiivisesti, vaan päinvastoin muodostaa maanpinnalle haihduntaa estävän kerroksen. Tämän vaikutus näkyy vertailussa toukokuun pienenä suhteena.

Potentiaalisella evapotranspiraatiolla on edellä tarkoitettu haihduntaa nurmipinnasta, jonka pituus on 5...10 cm. Kasvuston pidetessä sen kärkeus kasvaa, joten myös haihdunta kasvaa. Mikäli haihdunta halutaan arvioida korkeammalle kasvustolle, on käytettävä kuvasta 5—23 saatavaa kerrointa. Tässä ei ole otettu huomioon interseption lisääntymisestä aiheutuvaa haihdunnan lisääntymistä.

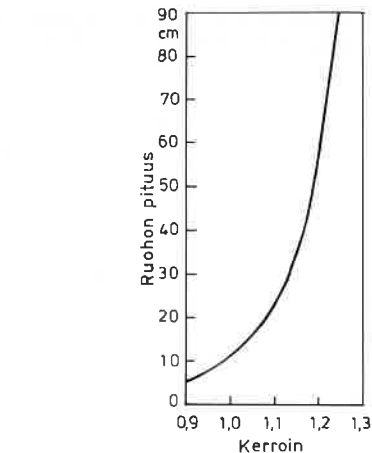
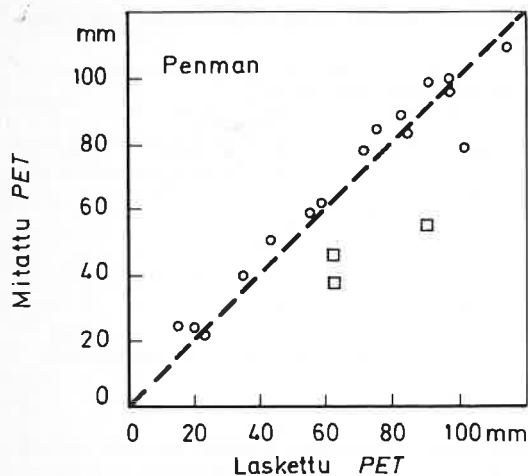
Paljaasta maasta tapahtuvan potentiaalisen evaporaation laskemiseksi on käytettävissä mm. Ritchien (1972) yhtälö (5—21):

$$E_p^s = \frac{\Delta}{(\Delta + \gamma)L} R_n e^{-0,39I} \quad (5-21)$$

$$\begin{aligned} E_p^s &= \text{potentiaalinen evaporaatio, mm d}^{-1} \\ R_n^p &= \text{paljaan maanpinnan nettosäteily,} \\ &\quad W m^{-2} \end{aligned}$$

$$L = \text{latentti-energia, } W m^{-2}$$

$$I = \text{lehtialaindeksi} = \text{lehtien ala jaetuna maan alalla}$$



Kuva 5—22. Mitattujen ja korjatulla Penmanin menetelmällä laskettujen potentiaalisten haihduntojen vertailu (Vakkilainen 1982).

5.452 Todellinen haihdunta

Monteith (1965) ja Rijtema (1965) kehittivät Penmanin menetelmän muotoon, joka mahdollistaa todellisen haihdunnan laskennan:

$$LE = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a \cdot c_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_s / r_a)} \quad (5-22)$$

- ρ_a = ilman tiheys, kg m^{-3}
 c_p = ilman ominaislämpö, $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
 r_s = pintavastus, s m^{-1}
 r_a = aerodynaaminen vastus, s m^{-1}

Muut merkinnät ks. yhtälö (5—18)

Kuva 5—23. Ruohon pituuden vaikutus haihduntaan Vakkilaisen (1982) mukaan.

Pintavastuksella r_s tarkoitetaan vastusta, jonka kasvusto aiheuttaa maasta ilmaan pyrkivälle vedelle. Interseptiotilanteessa pintavastuksen arvo on $r_s = 0$. Potentiaalisen haihdunnan sallivissa oloissa sen on todettu olevan peltokasveilla $r_s = 40 \dots 60 \text{ s m}^{-1}$ (Monteith 1981) ja havumetsillä $r_s = 100 \dots 200 \text{ s m}^{-1}$ (Gash ja Stewart 1975). Otaniemen lysimetrikentällä suoritettujen mittausten mukaan toukokuussa keskimääräinen pintavastuksen arvo oli ruohikolle niinkin korkea kuin $r_s = 200 \text{ s m}^{-1}$, kesä-elokuussa $r_s < 50 \text{ s m}^{-1}$ ja syyskuussa $r_s \approx 150 \text{ s m}^{-1}$ (Vakkilainen 1982).

Juuristokerroksen kuivuessa pintavastuksen on todettu kasvavan. Pintavastuksen kasvu alkaa, kun painepotentiaali (ks. luku 6) on saavuttanut tietyn raja-arvon, joka näyttää riippuvan säätekijöistä ja kasvilajista. Otaniemen lysimetrikentältä saatujen tulosten perusteella nurmipinnan pintavastus alkaa kasvaa juuristokerroksen painepotentiaalin laskiessa alle rajan $h_t = -500 \text{ cm}$. Kasvu tapahtuu sillä tavoin, että painepotentiaalin ollessa $h_t = -10\,000 \text{ cm}$ saa pintavastus arvon 500 s m^{-1} .

Aerodynaamisella vastuksella tarkoitetaan vesihöyryn siirtovastusta kasvustosta ilmakehään. Aerodynaamisen vastuksen on todettu riippuvan kasvuston pituudesta ja tuulen nopeudesta likimäärin seuraavasti (Thom ja Oliver 1977):

$$r_a = 4,72 \frac{(\ln \frac{z-d}{z_0})^2}{1 + 0,54 u} \quad (5-23)$$

- z = havaintokorkeus (yleensä 2 m)
 d = kasvuston aiheuttama tuulen nollapisteen siirtymä maanpinnasta, m (0,63 kertaa kasvuston korkeus)

- z_0 = karkeuskorkeus (0,13 kertaa kasvuston korkeus)
 u = tuulen nopeus, m s⁻¹

Järven pinnasta tapahtuvaa haihduntaa on varsin yleisesti pyritty arvioimaan Daltonin yhtälön (5—15) mukaisilla kaavoilla. Suomessa on lähinnä käytetty ns. Shuljakovskin kaavaa:

$$E_L = (a + b u_2) (e_0 - e_2) \quad (5-24)$$

- E_L = haihdunta veden pinnasta, mm d⁻¹
 u_2 = tuulen nopeus 2 metrin korkeudella, m s⁻¹
 e_0 = kyllästetyn vesihöyryn paine vedenpinnan lämpötilassa, mb
 e_2 = vesihöyryn paine ilmassa 2 metrin korkeudella, mb.

a ja b ovat empiirisiä kertoimia. Suomessa on käytetty Novgorodissa Valdai-järvellä määritettyjä kertoimia: $a = 0,15$, $b = 0,108$.

Lumen pinnasta tapahtuvaa haihduntaa on laskennallisesti arvioitu käyttämällä mm. seuraavia yhtälöitä (esim. Raudkivi 1979):

$$\text{Sverdrup: } E = \frac{0.623 \rho k^2 u_8 (e_s - e_8)}{p (\ln 800/z_0)^2} \quad (5-25)$$

- E = haihdunta, cm s⁻¹
 ρ = ilman tiheys
 k = von Karman-vakio = 0,40
 z_0 = karkeuskorkeus 2,5 mm
 u_8 = tuulen nopeus 8 metrin korkeudella, m s⁻¹
 p = ilmanpaine, mb
 e_s = kyllästetyn vesihöyryn paine lumenpinnan lämpötilassa, mb
 e_8 = vesihöyryn paine 8 metrin korkeudella, mb

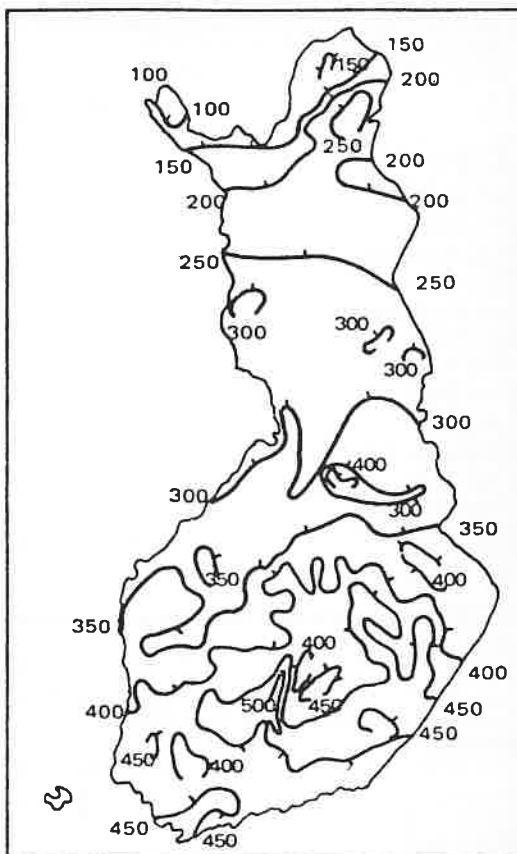
$$\text{Kuzmin: } E = (0,18 + 0,098 u_{10}) (e_s - e_2) \quad (5-26)$$

- u_{10} = tuulen nopeus 10 metrin korkeudella, m s⁻¹

Sierra Snow Laboratory:

$$E = 0,0063 (z_a z_b)^{-1/6} (e_s - e_a) u_b \quad (5-27)$$

- E = haihdunta, tuumaa d⁻¹
 u_b = tuulen nopeus z_b jalan korkeudella mailia tunnissa
 e_a = vesihöyryn paine z_a jalan korkeudella, mb



Kuva 5—24. Vuoden keskimääräinen haihdunta Suomessa.

Lemmälä ja Kuusisto (1974):

$$E_d = (0,08 + 0,07 u_2) (e_s - e_2) + 0,03 \quad (5-28)$$

$$E_n = (0,13 + 0,008 u_2) (e_s - e_2) - 0,02$$

$$E_d = \text{haihdunta päivällä, mm } 12 \text{ h}^{-1}$$

$$E_n = \text{haihdunta yöllä, mm } 12 \text{ h}^{-1}$$

5.5 Vuosi- ja kuukausihaihdunta

Kuva 5—24 esittää vuosihaihduntaa Suomessa. Vesitaselaskelmien mukaan keskimääräinen vuosihaihdunta on suurimmillaan Etelä-Suomessa (noin 500 mm) ja pienimmillään käsivarressa (noin 100 mm).

Lumen pinnasta tapahtuva haihdunta on vähäistä. Kaiteran ja Teräsvirran (1972) suorittamien mittausten mukaan (taulukko 5—3) haihdunnan kuukausiarvot olivat keskitälvelä nega-

Taulukko 5—3. Eri kuukausien kokonaishaihdunnat (mm) keskimääräisten mitattujen vuorokausiarvojen perusteella laskettuna (Kaitera ja Teräsvirta 1972).

	Kuukausihaihdunta (mm)						Yhteensä
	XII	I	II	III	IV	V	
1969/70							
Otaniemi							
1.1...15.4.		-1,55	-1,96	5,58	7,95		10,1
Sodankylä, aukea							
1.1...15.5.		-1,55	-1,96	2,48	8,37	7,20	14,5
Sodankylä, metsä							
1.1...23.5.		-1,55	-1,68	0,93	6,60	8,74	13,0
1970/71							
Otaniemi							
1.3...31.3.				4,34			
Sodankylä, aukea							
1.12...10.5.	-3,10	-1,55	-1,40	0,62	15,30	7,10	17,0
Sodankylä, metsä							
1.12...20.5.	-3,10	-1,86	-1,40	0,0	10,50	10,80	14,9

Taulukko 5—4. Haihdunnan jakautuminen eri kuukausille.

	Kuukausihaihdunta (mm)												Koko vuosi
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Latosuo ¹⁾													
mm	3	6	12	21	39	58	66	54	29	15	9	6	318
%	1	2	4	6	12	18	21	17	9	5	3	2	
Huhtisuo ¹⁾													
mm	6	8	12	24	45	65	73	61	33	19	12	9	367
%	2	2	3	7	12	18	20	17	9	5	3	2	
Säkylän ²⁾													
Pyhäjärvi													
mm	5	5	10	15	38	93	114	98	59	29	19	5	491
%	1	1	2	3	8	19	23	20	12	6	4	1	
Otaniemi ³⁾													
mm	-2	-2	6	21	60	104	108	83	48	20	10	5	461
%	0	0	1	5	13	23	23	18	10	4	2	1	

Lähteet: 1) Niinivaara (1955), 2) Kuusisto (1975), 3) Kaitera ja Teräsvirta (1972), Järvinen (1978), Vakkilainen (1982)

tiivisiä, ts. lumen pintaan tiivistyi enemmän vesihöyryä kuin siitä haihtui. Lumen pinnasta talven aikana tapahtunut kokonaishaihdunta jäi sekä Otaniemessä että Sodankylässä pienemmäksi kuin 20 mm.

Haihdunnan jakautumista eri kuukausien osalle on Suomessa selvitetty niukasti. Taulukossa 5—4 on koottu tuloksia selvityksistä, jotka kattavat vuoden kaikki kuukaudet. Niinivaara (1953) laski aluehaihdunta-arvot vesitasetta käyt-

täen pienille noin 5 km² suuruisille Kaakkois-Suomessa sijaitseville valuma-alueille. Näitä tuloksia arvioitaessa on otettava huomioon, että niitä laskettaessa ei vetenä tullutta sadantaa ole korjattu. Kuusiston (1975a) laskelmat Säkylän Pyhäjärvestä tapahtuvalle haihdunnalle perustuvat avovesikaudella yhtälön (5—24) käyttöön. Otaniemen arvot perustuvat lysimetrikentällä tehtyihin mittauksiin (Kaitera ja Teräsvirta 1972, Järvinen 1978, Vakkilainen 1982).

Järvihaihduntojen suuruus riippuu maantieteellisen sijainnin ohella ennen muuta järven syvyydestä. Syvä järvi varastoi keväällä ja alkukesällä runsaasti energiaa lämmitäkseen, jolloin haihdunta pienenee. Loppukesällä ja syksyllä järveen kertynyt lämpöenergia taas lisää haihduntaa. Järven syvyyden vaikutus on nähtävissä taulukosta 5—5, jossa on esitetty Järvisen (1978) vuosina 1972...73 Säskylän Pyhäjärvellä ja Lammin Pääjärvellä mitaamat kuukausihaihdunnat. Pyhäjärven keskisyvyys on 5,5 m ja Pääjärven keskisyvyys on 14,4 m.

Taulukko 5—5. Säskylän Pyhäjärvestä ja Lammin Pääjärvestä vv. 1972...1973 tapahtuneet keskimääräiset kuukausihaihdunnat Järvisen (1978) mukaan.

Järvi	Kuukausihaihdunta (mm)				
	VI	VII	VIII	IX	X
Pyhäjärvi	78	131	114	60	43
Pääjärvi	60	147	135	66	63

6. MAAVEDET

6.1 Johdanto

Suomessa suurin osa sateena tulevasta vedestä imeytyy maaperään, josta se joko haihtuu takaisin ilmakehään tai valuu vesiuomiin. Maassa vesi joutuu useiden voimien alaiseksi. Luonnossa aine pyrkii siirtymään korkeammalta energiatasolta alemmalle, eivätkä maaperässä olevat vedet tee tässä suhteessa poikkeusta. Maassa oleva vesi virtaa suuntaan, johon energiatila pienenee.

Maaperässä pohjaveden pinnan yläpuolella olevia vesiä nimitetään yleensä maavesiksi. Maavesivyöhykkeen syvyys ei pysy vakiona vaan vaihtelee vuodenaikojen ja vuosien mukana pohjaveden pinnan korkeuden vaihdellessa. Maavesivyöhyke kostuu ja kuivuu, jäätyy ja sulaa, joutuu kasvuston juurten, maafaunan ja mikrobien sekä ihmisen toimenpiteiden muokkaamaksi. Maan ominaisuudet eivät näin ollen pysy vakiona vaan muuttuvat jatkuvasti. Tämä on pidettävä mielessä, kun arvioidaan maavesien käyttäytymiselle laadittujen kuvausten tarkkuutta.

6.2 Maavesien sitoutuminen ja maankosteus

6.2.1 Maaperä

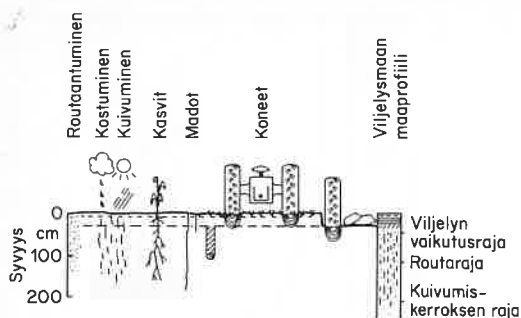
Maa on muodostunut kiinteistä, nestemäisistä ja kaasumaisista osista, joiden suhteet maaperän pintaosissa vaihtelevat mm. vuodenaikojen mukaan. Kiinteät osat ovat orgaanisia tai epäorgaanisia maapartikkeleja ja nestemäiset osat ovat vettä, joka aina sisältää liuenneita aineksia. Kaasumaiset osat ovat ilmaa, jossa hapen, typen, hiidioksidin ym. suhteet ovat hieman erilaiset kuin ilmakehässä. Maaperässä on jatkuvasti käynnissä erilaisia fysikaalisia ja kemiallisia prosesseja sekä pintaosissa myös biologista toimintaa niin, että nimenomaan pintakerroksessa maa on ainekoos-

tumuksena dynaaminen. Erityisesti on mainittava vesipitoisuuden ja veden olomuodon vaihtelut, jotka muuttaessaan tilavuusyksikön ainesuhteita muuttavat samalla myös maan fysikaalisia ja kemiallisia ominaisuuksia.

Maan yksittäisten partikkeleiden koko saattaa vaihdella suuresti, selvästi silmin havaittavista aina kolloidisiin partikkeleihin. Partikkeleiden kokojakautuma määrää maan tekstuurin eli rakeisuuden.

Maan struktuurilla eli rakenteella tarkoitetaan sitä tapaa, jolla maan yksittäiset partikkelit ovat kerrostuneet ja liittyneet toisiinsa. Karkearakeisissa maissa rakeet ovat yksittäin ja rakenne on ns. hiukkeinen. Savimaissa partikkelit ovat liittyneet toisiinsa muodostaen ns. mururakenteen. Mururakenteen ominaisuuksiin vaikuttavat ratkaisevasti maan raekoostumus ja humuksen määrä. Mururakenne edellyttää, että maassa on riittävän suuri määrä kolloidisia aineksia, jotka sitovat muruissa olevat hiukkaset yhteen. Mururakenteen syntyminen ja säilyminen riippuu myös maan kosteussuhteista, kolloidikompleksissa olevista vaihtuvista ioneista ja maan mikroelämästä. Maan makrostruktuuri sisältää mikrostruktuurin ohella myös mm. roudan ja kuivumiskutistumisen aiheuttamat onkalot ja halkeamat sekä juurten ja matojen tekemät reiät. Maan pintakerroksen makrostruktuuri on jatkuvasti muutostilassa. Luonnon omien prosessien lisäksi rakenteeseen vaikuttavat mm. kuivatus- ja viljelytoimenpiteet (kuva 6—1).

Kuivumiskutistuminen on maan vesisuhteita ajatellen tärkeä fysikaalinen ominaisuus. Sen johdosta syntyy maahan rakoja, joita myöten vesi pääsee liikkumaan sellaisissakin maalajeissa, jotka muutoin olisivat erittäin vaikeasti vettä läpäiseviä. Kuivumiskutistuminen aiheuttaa myös maanpinnan painumista, joka turve- ja liejumaissa voi olla kymmeniä prosentteja näiden kerrosten paksuudesta.



Kuva 6—1. Maan rakenteeseen vaikuttavia tekijöitä (Eriksson 1982).

Tärkeimpiä syitä maan kuivumiskutistumiseen on se, että hienojakoisten hiukkasten ympärillä ollut vesi poistuu maan kuivuessa, jolloin hiukkaset pääsevät lähemmäksi toisiaan ja maan tilavuus pienenee. Erityisesti orgaanisissa kolloideissa tapahtuu pysyviä muutoksia, kun niitä ympäröivät vesivaipat ohenevat.

Maan halkeilu sekä veden siirtyminen maan huokosia myöten kapillaarisesti ja kasvien juuriston imuvoiman vaikutuksesta edistää maan kuivumista syvemmällä siinä määrin, että kuivumiskutistumista voi tapahtua pohjavesitasoon asti. Lisääntynyt paine tiivistää kutistuvia maita sen alapuolellakin.

Liejupitoisissa maissa kuivumiskutistuminen jää pysyväksi, kun taas esimerkiksi lihavissa savissa halkeilun synnyttämät raot painuvat sateiden jälkeen lähes umpeen. Liejumaissa kuivumiskutistuminen on suoraan verrannollinen maasta poistuneen veden määrään ja se riippuu myös orgaanisten aineiden pitoisuudesta (taulukko 6—1).

Huokoisuudella tarkoitetaan huokosten osuutta kokonaistilavuudesta. Karkearakeiset maat ovat yleensä vähemmän huokoisia kuin hienorakeiset maalajit, vaikka yksittäisen huokosen keskikoko onkin suurempi. Tasarakeisessa lajittuneessa maassa hiukkasten suuruudella ei pitäisi kuitenkaan olla vaikutusta huokostilaan, vaan huokoisuus riippuu lähinnä maahiukkasten keskinäisestä asennosta; siitä onko maa hiukkeista vai mururakenteista.

Jos maan raakoostumus vaihtelee suuresti, kuten on laita esimerkiksi moreenilla, maahiukkaset asettuvat paljon tiiviimmin kuin tasarakeisissa lajittuneissa maalajeissa. Pienemmät hiukkaset täyttävät suurempien väliin jäävät aukot. Maan savipitoisuus puolestaan lisää huokoisuutta, sillä savihiukkasten ympärillä on vesivaippa, joka työntää hiukkasia kauemmas toisistaan. Savimaisessa huokoisuus vaihtelee suuresti aina sen mukaan,

Taulukko 6—1. Liejumaiden kuivumiskutistumisen riippuvuus orgaanisen aineen määrästä (Kaitera 1963).

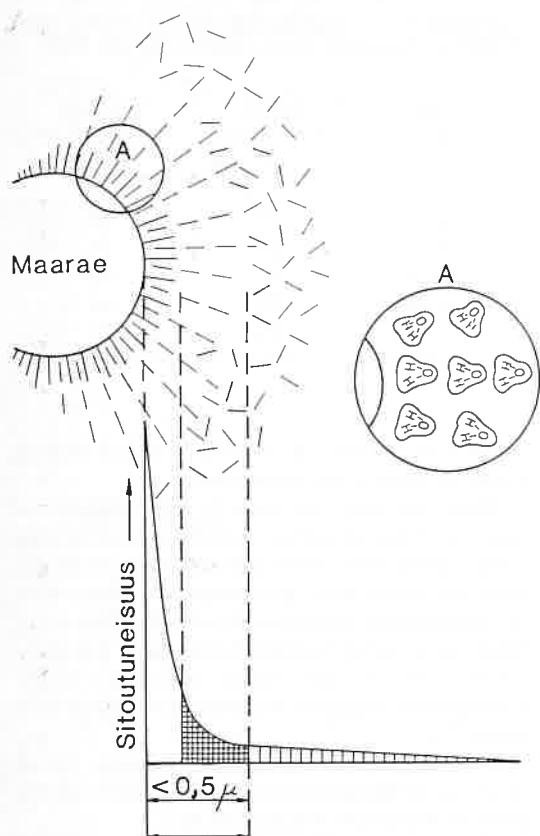
Orgaanista ainetta %	Pituuskutistuminen %	Tilavuuskutistuminen %
4	13	34
4...8	19	48
8...12	25	51
12...16	28	65
16...20	29	69
20	34	71

miten maa kostuessaan turpoaa tai kuivuessaan kutistuu, muodostaa muruja jne.

Myös maalajien syntytytä ja vesipitoisuus vaikuttavat huokoisuuteen. Esimerkiksi pohjamoorenit, jotka ovat olleet jäätikön paineen alaisia, ovat tiiviimpiä kuin pintamoorenit. Maan kosteuspitoisuuden kasvu puolestaan aiheuttaa maan huokostilavuuden lisääntymisen maan pintakerroksissa. Syvemmällä maassa painumista ei ole havaittavissa ylempien maakerrosten painon johdosta.

Kokonaishuokoisuus sinänsä ei anna kuvaa maan vedenläpäisyominaisuuksista, vaan oleellista on huokosten kokojakautuma.

Maan hienoimmilla hiukkasilla ja nimenomaan savilajitteilla on erityisen suuri vaikutus maan fyysikaalisiin ominaisuuksiin ja vesitalouteen. Tämä johtuu siitä, että hiukkasten väliset reaktiot tapahtuvat suureksi osaksi niiden ulkopintojen välityksellä ja hienorakeisilla maahiukkasilla kokonaispintaa tilavuusyksikköä kohden on paljon. Tästä kokonaispinnasta käytetään nimitystä **ulkoinen tehopinta** tai ominaispinta. Jos maahiukkaset ovat esimerkiksi samankokoisia palloja ominaispainon ollessa $2,7 \text{ kg dm}^{-3}$ on ulkoinen tehopinta yhdessä grammassa maata $0,001 \text{ m}^2$, kun pallojen halkaisija on $2,0 \text{ mm}$, mutta $1,1 \text{ m}^2$, kun pallojen halkaisija on $0,002 \text{ mm}$. Tehopinta siis kasvaa suoraviivaisesti pallojen läpimitan pienetessä. Savilajitteen tehopinta voi siten olla tuhat- ja jopa lähes miljoonakertainen hiekkalajitteeseen verrattuna, joten jo muutama prosentti savilajitetta muuttaa oleellisesti maalajin hydrologisia ominaisuuksia. Samanlainen vaikutus on humuksella, jossa on hiukkasia molekyyliuuruudesta alkaen. Maahiukkasilla voi olla myös ns. sisäistä tehopintaa, sillä yksityiset hiukkaset ovat usein verrattavissa pesusieniin, jossa on huokosia ja muita syvennyksiä.



- ☐ Vahvasti sitoutunut adsorptiovesi
☒ Heikosti sitoutunut adsorptiovesi
☐ Vapaa vesi

Kuva 6—2. Vesivaippa maahiukkasen ympärillä.

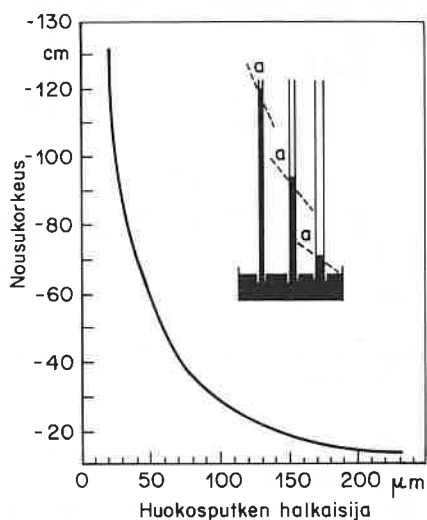
6.22 Maan vedenpidätyskyky

6.221 Sidosvoimat

Vesi sitoutuu maarakeen pinnalle sähkömagneettisten voimien vaikutuksesta. Vesivaippa, jonka paksuus on suuruusluokkaa 0,0005 mm, kiinnittyy maarakeen pinnalle voimalla, joka on noin 70 000 kertaa painovoiman suuruinen. Sidosvoiman suuruus pienenee voimakkaasti, kun etäisyys rakeesta kasvaa (kuva 6—2).

Maan huokostilan voidaan ajatella muodostuneen kapillaariputkista, joissa pintajännitysvoima aiheuttaa tunnetun kapillaari-ilmion (kuva 6—3). Mitä ohuemmasta huokosputkesta on kyse, sitä korkeammalle vesi siinä nousee. Nousukorkeudet voidaan laskea kaavasta (6—1).

$$h = \frac{15}{r} \quad (6-1)$$



Kuva 6—3. Nousukorkeuden ja huokoskoon välinen riippuvuus (Bouma 1977).

- h = nousukorkeus, m
 r = huokosputken säde, μ

Eräiden maalajien kapillaariset nousukorkeudet on esitetty taulukossa 6—2.

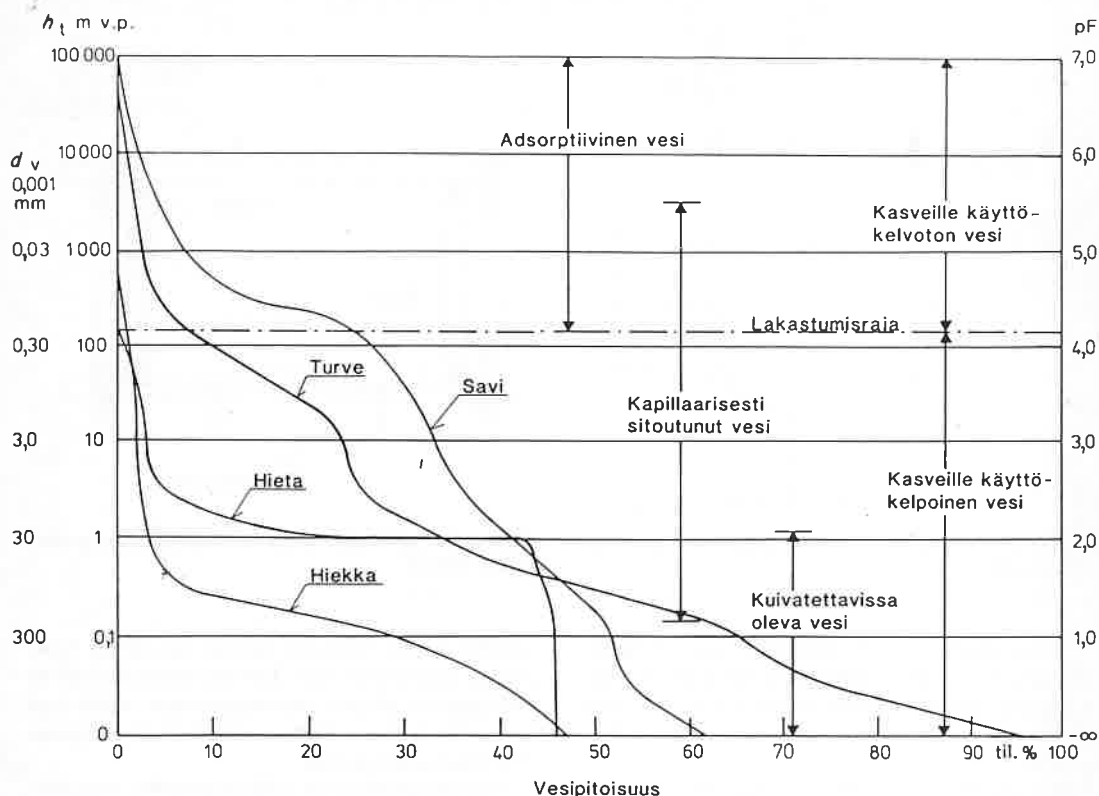
Taulukko 6—2. Kapillaarinen nousu eräillä maalajeilla (Andersson 1960).

Maalaji	Partikkelikoko mm	Kapillaarinen nousu cm
Karkea sora	20,0...6,0	0,3...1,0
Hieno sora	6,0...2,0	1,0...3,0
Karkea hiekka	2,0...0,6	3,0...10
Hieno hiekka	0,6...0,2	10...30
Karkea hieta	0,2...0,06	30...100
Hieno hieta	0,06...0,02	100...300
Karkea hiesu	0,02...0,006	300...1000
Hieno hiesu	0,006...0,002	1000...3000
Savi	0,002...0,0002	3 000...30 000
Savi	<0,002	>30 000

Kapillaarisen nousun ansiosta voivat kasvit kuivina kausina saada tarvitsemansa veden. Kapillaarisen nousun korkeus ei tosin tällöin ole yksinomaan ratkaiseva tekijä, vaan merkitystä on nimenomaan nousevilla vesimäärillä.

6.222 Vedenpidätyskäyrä

Maan kyvystä sitoa vettä saadaan parhaiten käsitys vedenpidätyskäyrän avulla (kuva 6—4). Vedenpidätyskäyrän saamiseksi kohdistetaan kylläs-



Kuva 6—4. Eräiden maalajien vedenpidätyskäyriä. (Andersson 1971)

tettyyn maanäytteeseen imu. Imun ollessa pieni maa ei luovuta vettä lainkaan, mutta kun imua kasvatetaan ns. ilman sisääntulopisteeseen, suurimmat huokokset tyhjenevät. Imua edelleen lisätessä yhä pienemmät huokokset luovuttavat vettä. Vedenpidätyskäyrä kuvaa imun ja maan vesipitoisuuden välistä vuorosuhdetta.

Vedenpidätyskäyrä piirretään siis koordinaatistoon, jossa toisena akselina on vesipitoisuus ja toisena imu, joka usein ilmaistaan vesipatsaan korkeutena (h_t). Kuvassa 6—4 on h_t -asteikon vieressä toinen asteikkojaotus, d_v -asteikko. d_v on huokosputken halkaisija, jossa kapillaarivoimat ovat tasapainossa imuvoiman kanssa. h_t :n ja d_v :n välillä vallitsee yhteys $h_t = 30/d_v$ (vrt. yhtälö 6—1). Vedenpidätyskäyrä kuvaa näin ollen myös maan huokosjakamaa.

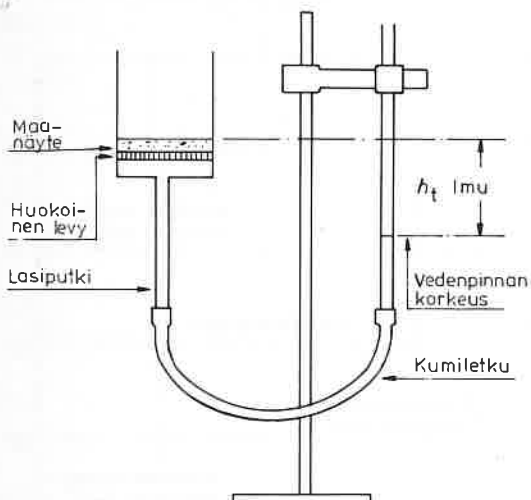
Diagrammin oikeassa reunassa on kolmas jaotus, ns. pF-asteikko. pF-luvulla tarkoitetaan imun kymmenlogaritmia, kun imu on ilmaistu senttimetreinä vesipatsasta.

Maaveden sitoutumisen voimakkuus vaihtelee valtavalla välillä, $h_t = 0 \dots 100\,000$ m. Huoko-

set ovat täynnä vettä, kun $h_t = 0$, ja täysin kuivat, kun $h_t = 100\,000$ m. Kuvassa 6—4 on merkitty eräitä keskeisiä kosteusrajoja. Kuivatustoimenpiteillä pohjavedenpinta pidetään yleensä tason 1,0...1,2 m alapuolella. Tällöin kokoluokkaa 30 μ suuremmat huokokset tyhjenevät maan pintakerroksissa ja ilma korvaa poistuneen veden. Poistunut vettä nimitetään kuivatettavissa olevaksi vedeksi ja maan sanotaan olevan **kenttäkapasiteettitilassa**.

Kasvit kykenevät kehittämään imun, jonka suuruus on n. 150 m. Tätä imua nimitetään satuvasti **lakastumisrajaksi**. Lakastumisraja pienemmällä imulla sitoutuneet vedet ovat siis kasvien käytettävissä.

Diagrammin keskiosassa on kapillaarisesti sidottu veden vyöhyke, joka karkeasti ulottuu alhaalla 15...20 m imuun ja ylhäällä 2000...3000 m imuun. Tämän vyöhykkeen yläpuolella on alue, jossa vesi on adsorptiivisesti sidottua. Kapillaarisesti sidottu vesi on suurelta osin kasvien käytettävissä. Adsorptiivisesti sidottu vesi on taas kasvien saavuttamattomissa.



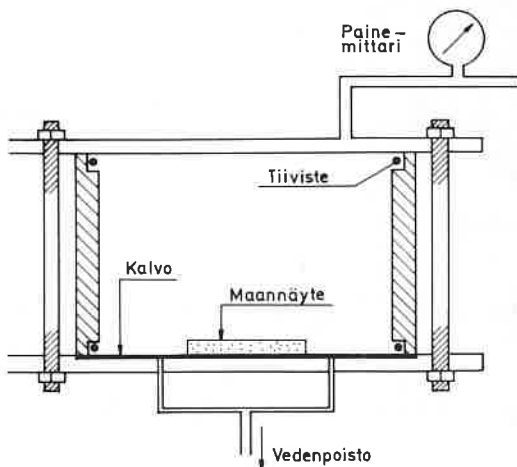
Kuva 6—5. Vedenpidätyskäyrän määrittäminen imua käyttämällä.

Adsorptiivista vettä nimitetään usein hygroskooppiseksi vedeksi, jolla tarkemmin ottaen tarkoitetaan sitä vesimäärää, jonka kuiva maa imee saadakseen kosteustilansa vastaamaan ilman kosteutta.

Kuvassa 6—4 on esitetty hiekan ($0,6 > d > 0,2$), hiedan ($0,2 > d > 0,06$), saven ($d < 0,002$) ja maatumattoman turpeen vedenpidätyskäyrät. Eri materiaalien välillä on suuria eroja. Maan ollessa täysin kyllästyneessä tilassa on vesipitoisuus yhtä suuri kuin kokonaishuokoisuus n . Hiekalla $n = 46,6$, karkealla hiedalla 45,9, savella 61,5 ja turpeella peräti 95,0 tilavuusprosenttia.

Kun vettä imetään 10 cm:n imulla, niin havaitaan, että hietaa lukuunottamatta maalajit luovuttavat merkittäviä määriä vettä. Vastaavat huokokset täyttyvät ilmalla. Kun $h_t = 0,1$ m poistuu hiekasta vettä 18 tilavuusprosenttia, hiedasta ei juuri mitään, savesta 10 tilavuusprosenttia ja turpeesta 30 tilavuusprosenttia. Kun imua lisätään 1,0 metriin, ts. oletetaan, että pohjavedenpinta on tällä syvyydellä, niin pintakerrokseen aiheutuu imu $h_t = 1,0$ m. Diagrammin mukaan maahan jää vettä maalajista riippuen seuraavasti: hiekka 3,6, hieta 41,5, savi 41,4 ja turve 34,0 tilavuusprosenttia. Pohjaveden pinnan alentamisella maanpinnasta 1,0 metrin syvyyteen saadaan näin ollen pintakerroksesta poistumaan vettä hiekasta 43, hiedasta 4, savesta 20 ja turpeesta 61 tilavuusprosenttia.

Lakastumisrajalla vesipitoisuudet ovat seuraavat: hiekka 1,0, hieta 0,2, savi 24,1 ja turve 6,8 tilavuusprosenttia. Jos kuivatuksen johdosta poh-



Kuva 6—6. Vedenpidätyskäyrän määrittäminen painetta käyttämällä.

javeden pinnan korkeus asettuu 1,0 metriä maan pinnan alapuolelle, niin kasvien käytettävissä on kuivatuksen jälkeen pintakerroksessa vettä hiekassa 2,6, hiedassa 41,3, savessa 17,3 ja turpeessa 27,2 tilavuusprosenttia.

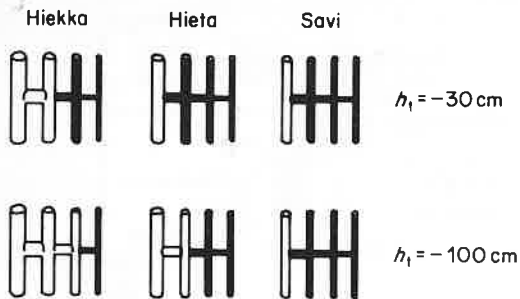
Vedenpidätyskäyrän määrittämiseksi maanäytteestä ensivaiheessa imetään vettä kuvan 6—5 järjestelyn mukaisesti. Kun imu on yhtä ilmakehää suurempi, ei riippuvaa vesipatsasta voida enää käyttää, vaan tiukemmin sitoutunut vesi on puristettava painekammiossa (kuva 6—6) näytteestä pois.

6.223 Saviaineksen ja humuksen merkitys

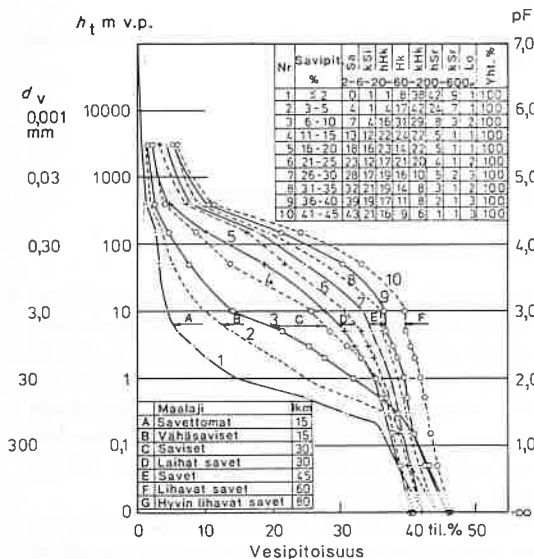
Vedenpidätyskäyrä kuvaa maan huokoskoon jakautumaa. Karkeissa maalajeissa huokokset ovat suuria ja jo pieni imu saa ne tyhjenemään vedestä. Sensijaan suuri savipitoisuus merkitsee pieniä huokosia, joihin vesi on lujasti sitoutunut. Savipitoisuuden merkitystä selventää kuva 6—7.

Ruotsissa on suoritettu laajoja kokeellisia tutkimuksia erilaisten maiden vedensitomiskyvystä. Näiden tutkimusten päätulokset on esitetty kuvissa 6—8, 6—9 ja 6—10. Maan savipitoisuuden vaikutus vedenpidätyskykyyn on näistä selvästi todettavissa.

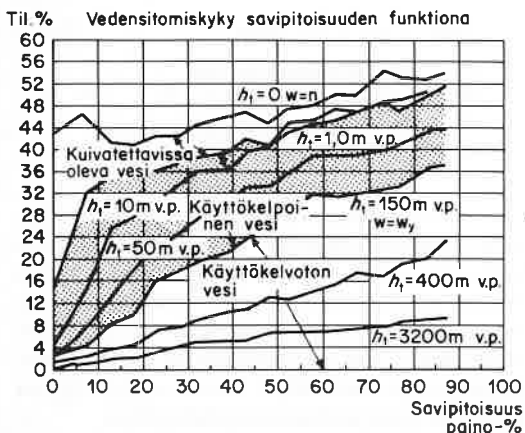
Savipitoisuuden ohella humuksen määrä vaikuttaa merkittävästi maan vedenpidätyskykyyn (kuva 6—11). Humuspitoisuuden kasvu lisää maan tehopintaa, edesauttaa mururakenteen syntymistä ja luo maahan kasvien vedensaannin kanalta suotuisan huokoskoon.



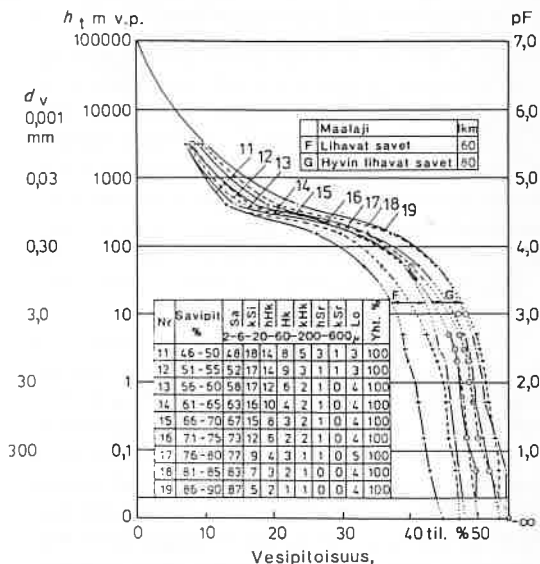
Kuva 6—7. Veden pidättyminen kolmessa erityyppisessä maalajissa imun arvoilla —30 cm ja —100 cm.



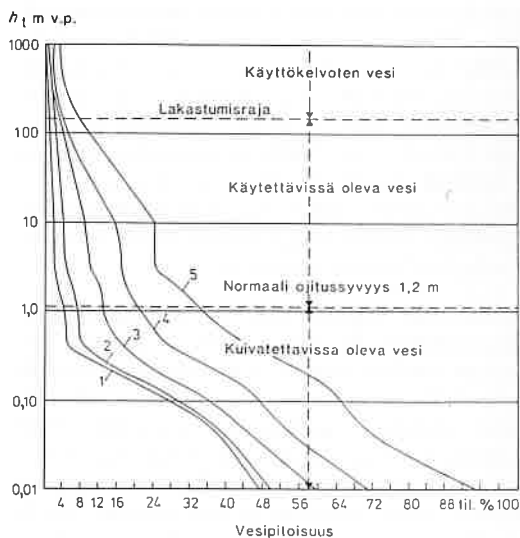
Kuva 6—8. Vedenpidätyskäyriä ei maalajeilla. Käyrät ovat keskiarvokäyriä savipitoisuusluokille 2, 3...5, 5...10, 11...15, ..., 41...45 % saviainesta (Andersson ja Wiklert 1972).



Kuva 6—10. Maan savipitoisuuden ja vedenpidätyskyvyn välinen yhteys (Andersson ja Wiklert 1972).



Kuva 6—9. Vedenpidätyskäyriä eri maalajeille. Käyrät ovat keskiarvokäyriä savipitoisuusluokille 46...50, 51...55, 86...90 % saviainesta (Andersson ja Wiklert 1972).



Kuva 6—11. Vedenpidätyskyvyn riippuvuus humuksen määrästä. Hiekkaan on sekoitettu vaihtelevia määriä humusta. Käyrä 1 on hiekan vedenpidätyskäyrä. Käyrä 2 on saatu, kun hiekkaan on sekoitettu 0,7 painoprosenttia humusta, käyrä 3, kun humusta on 2,1 % ja käyrä 4, kun humusta on 6,0 %. Käyrä 5 on turpeen vedenpidätyskäyrä (Andersson 1967).

6.23 Maankosteuden mittaaminen

Maankosteuden määrittämisessä on kysymys yhtäältä vesipitoisuuden ja toisaalta maaveden irrottamisesta tarvittavan energian suuruuden mittaamisesta. Eri menetelmillä tähdätään jomman kumman ominaisuuden määrittämiseen, mutta koska kosteuspitoisuuden ja maavesien energiasidonnaisuuden välillä on olemassa tietty maalajikohtainen suhde, jota vedenpidätyskäyrä kuvaa, voidaan toisen suuruus määrittää toisen suuruutta koskevien mittausten avulla.

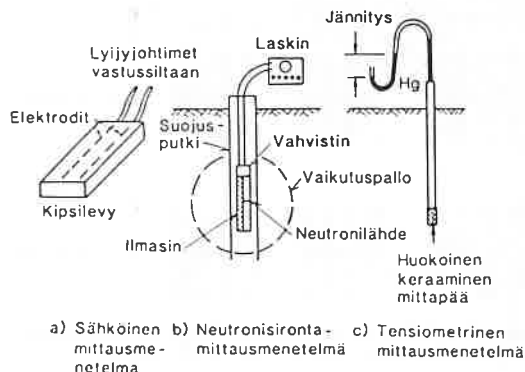
Mittausmenetelmät voidaan jakaa välittömiin ja välillisiin menetelmiin. Välittömissä menetelmissä määritetään suoraan maan vesipitoisuus maaperästä otetusta näytteestä. Vesi poistetaan näytteestä joko fysikaalisesti tai kemiallisesti, ja poistuvan veden määrä mitataan. Yleisimmässä ns. gravimetrisessä menetelmässä näyte punnitaan luonnontilassa ja 105°C asteen lämpötilassa kuivatettuna, jolloin erotus ilmaisee maan vesipitoisuuden. Gravimetrisen menetelmä on yksinkertainen, mutta varsin hidas ja työläs eikä määrittystä voi tehdä samasta pisteestä uudestaan.

Välillisissä menetelmissä ei mitata suoraan vesipitoisuutta, vaan jotain muuta maan kosteussuhteita ilmentävää ominaisuutta. Välillisiä menetelmiä ovat mm. sähköiseen vastukseen ja kapasitanssiin, maaveden kosteusimuun (tensiometrit) ja radioaktiiviseen säteilyyn perustuvat menetelmät (kuva 6—12). Välillisten menetelmien käyttö edellyttää yleensä, että havaitun ominaisuuden ja maankosteuden välinen yhteys on pistekohtaisesti määritetty suorittamalla riittävä määrä (samanlaisesti) välittömiä mittauksia.

Yleisimmin maankosteuden mittausta tapahtuu ns. neutronimittarilla. Neutronimittarin sondi lasketaan maahan lyötyyn suojusputkeen halutulle syvyydelle. Sondissa on radioaktiivinen säteilijä, joka lähettää ympäristöönsä neutroneja. Mitä kosteampaa maa on, sitä suurempi osa neutroneista menettää nopeuttaan. Hidastuneiden neutronien määrä havaitaan ja näin saadaan selville maan kosteuspitoisuus. Neutronimenetelmä on luotettava ja nopea, ja sillä voidaan mitata kosteuden muutoksia samassa kohdassa jatkuvasti.

Toinen radioaktiivinen menetelmä on gamma-säteilyn mittaaminen. Menetelmä perustuu gamma-säteilyn imeytymiseen väliaineeseen.

Suhteellisen kosteissa maissa ($pF < 2,9$) voidaan maankosteuden mittaamiseen käyttää myös ns. tensiometriä, jolla maan imuvoima mitataan suoraan esim. manometrin avulla. Kun maan imuvoima tunnetaan, saadaan maankosteus selville vedenpidätyskäyrän avulla.



Kuva 6—12. Maankosteuden mittaamiseen käytettyjä välineitä (Vesihallitus 1976).

6.3 Veden liikkeet maaperässä

6.31 Maaveden potentiaalit

Kappaleella oleva kokonaisenergia jaetaan klassisessa fysiikassa kineettiseen energiaan ja potentiaalienergiaan. Maaveden liike on yleensä siksi hidasta, että virtausnopeuden neliöön verrannollinen kineettinen energia jää merkityksettömän pieneksi. Maavedellä on näin ollen energiaa, *potentiaalia*, käytännöllisesti katsoen sen verran, kuin sillä on potentiaalienergiaa.

Maaveden potentiaalilla tarkoitetaan sitä työtä, joka tarvitaan massayksikön suuruisen vesimäärän siirtämiseen perustasolta tarkasteltavaan kohtaan.

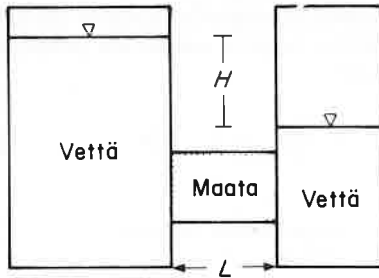
Kokonaispotentiaali muodostuu useista komponenteista, mutta merkitystä on yleensä vain seuraavilla:

$$h_{\text{kok}} = h_g + h_t + h_{\text{osm}} \quad (6-2)$$

- h_{kok} = kokonaispotentiaali
- h_g = painovoimapotentiaali
- h_t = paine- eli matrikpotentiaali
- h_{osm} = osmoottinen potentiaali

Painovoimapotentiaali, h_g . Jokaista maapallon pinnalla olevaa kappaletta vetää kohti maapallon keskustaa voima, jonka suuruus on kappaleen massan ja painovoiman kiihtyvyyden tulo. Jos kappaletta nostetaan ylemmäs, joudutaan tekemään työtä. Tehty työ varastoituu kappaleeseen painovoimapotentiaaliksi. Tämän määrä riippuu kappaleen sijainnista painovoimakentässä.

Maavedellä oleva painovoimapotentiaali määritellään ao. kohdan etäisyydeksi jostakin mielival-



Kuva 6—13. Darcyn lain periaate.

taisesta vertailutasosta. Jos merkitään tarkasteltavan pisteen ja vertailutason etäisyyttä z , vedellä olevaa massaa m ja tiheyttä ρ sekä painovoiman kiihtyvyyttä g , on painovoimapotentialiaali:

- massayksikköä kohti $g z$
- tilavuusyksikköä kohti $\rho g z$
- painoyksikköä kohti z

Painovoimapotentialiaalin suuruus riippuu siis ainoastaan tarkasteltavan kohdan suhteellisesta korkeustasosta.

Painepotentiaali, h_t . Pohjaveden pinnan alapuolella vallitsee hydrostaattisen paineen suuruinen ylipaine, kun taas pohjavedenpinnan yläpuolella maan imua aiheuttavat voimat aikaansaavat veden alipaineen. Pohjaveden pinnassa paine on ilmanpaineen suuruinen. Kun ilmanpaine yleensä otetaan vertailutasoksi, on painepotentiaali pohjavedenpinnan alapuolella positiivinen, yläpuolella negatiivinen. Viimemainittua kutsutaan yleensä **matrikopotentiaaliksi**.

Painepotentiaalın suuruus on mukavinta ilmaista painoyksikköä kohti, koska tällöin päästään laatuun cm vesipatsasta. Maan vedenpidätyskäyrä kuvaa matrikopotentiaalın ja maan kosteuden välisen yhteyden.

Osmoottinen potentiaali, h_{osm} . Maavedessä liuenneena olevat aineet alentavat erityisesti ottaen veden potentiaalia. Osmoottinen potentiaali tarvitsee kuitenkin kehittyäkseen puoliläpäisevän kalvon, joka erottaa eri väkevyiset liuokset toisistaan. Näinollen sillä on merkitystä lähinnä juurten vedenottotahtumassa.

Hydraulinen korkeus, H . Painovoima- ja painepotentiaali määräävät käytännössä maaveden energiatilan. Niiden summaa nimitetään hydrauliseksi korkeudeksi H :

$$H = h_g + h_t \quad (6-3)$$

Taulukko 6—3. Eräiden maalajien hydrauliset johtavuudet.

Maalaji	K (cm s ⁻¹)
Sora	$10^{-1} \dots 10^{-3}$
Karkea hiekka	$10^{-2} \dots 10^{-4}$
Hiekka	$10^{-3} \dots 10^{-5}$
Karkea hietä	$10^{-4} \dots 10^{-6}$
Hieno hietä	$10^{-5} \dots 10^{-7}$
Hiesu	$10^{-6} \dots 10^{-8}$
Savi	$\leq 10^{-9}$

6.32 Darcyn laki

Luonnossa energiaerot pyrkivät tasoittumaan. Maassa olevien vesien osalta tämä tarkoittaa sitä, että vesi virtaa pienenevän potentiaalın suuntaan. Pohjaveden virtausnopeuden kuvaamiseen on jo toista sataa vuotta käytetty ns. Darcyn lakia (kuva 6—13).

$$q = K \frac{H}{L} \quad (6-4)$$

q = virtausnopeus (cm s⁻¹)

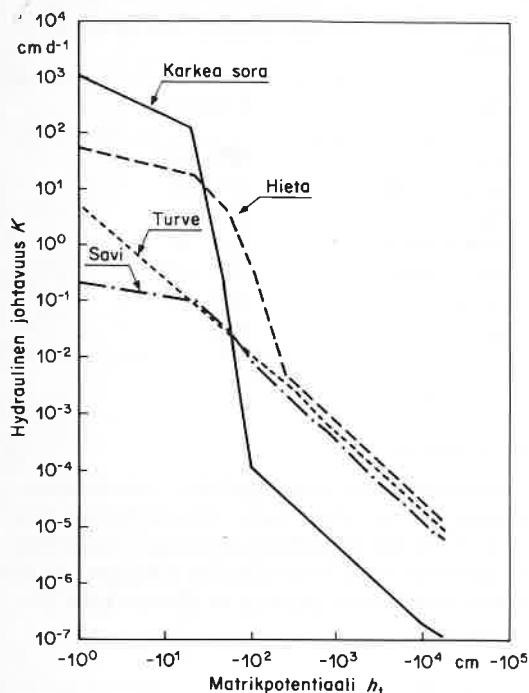
K = hydraulisen johtavuuden kerroin (cm s⁻¹)

H/L = paineviivan kaltevuus

Hydraulinen johtavuus K riippuu maan ja veden ominaisuuksista. Maan ominaisuuksista vaikuttavat mm. huokosten muoto, koko ja lukumäärä, veden ominaisuuksista etenkin viskositeetti, joka riippuu voimakkaasti lämpötilasta. Eräitä laboratorioissa mitattuja arvoja on esitetty taulukossa 6—3.

1930-luvulta lähtien Darcyn lakia on sovellettu myös kuvattaessa veden virtausta kyllästymättömässä vyöhykkeessä. Hydraulinen johtavuus luonnollisesti pienenee maan kuivuessa. Mitä kuivempaa maa on, sitä pienemmät huokokset ovat enää veden täyttämiä ja toimivat veden kuljettimina. Hydraulisen johtavuuden riippuvuus matrikopotentiaalın arvosta eräillä maalajeilla on esitetty kuvassa 6—14. Karkeilla maalajeilla hydraulinen johtavuus pienenee voimakkaasti jo pienillä imun arvoilla ja savellakin imun arvo $h_t = -100$ cm saa aikaan hydraulisen johtavuuden pienenemisen kyllästyneen tilanteen arvosta $K = 0,2$ mm d⁻¹ arvoon $K = 0,01$ mm d⁻¹.

Veden virtaukselle maaperässä voidaan siis kirjoittaa:



Kuva 6—14. Esimerkkejä hydraulisen johtavuuden riippuvuudesta painepotentiaalin (matrikpotentiaalin) arvosta eri maalajeissa.

$$q = K(\Theta) \nabla H \quad (6-5)$$

tai

$$q = K(h_t) \nabla H$$

Tarkastellaan tilannetta lähemmin vertikaalisuuntaisen virtauksen tapauksessa. Lausutaan hydraulinen johtavuus h_t :n funktiona. Virtaus noudattaa yhtälöä (6—6):

$$q = K(h_t) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (6-6)$$

Jos koordinaatio asetetaan siten, että syvyys z kasvaa maanpinnalta alaspäin, saadaan yhtälö (6—3) muotoon

$$H = h_t - z$$

Kun H sijoitetaan yhtälöön (6—6), päästään muotoon

$$q = K(h_t) \left(\frac{\partial h_t}{\partial z} - 1 \right) \quad (6-7)$$

Jotta veden virtaukselle saataisiin täydellinen matemaattinen kuvaus, sovelletaan jatkuvuusyhtälöä (6—8):

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} - S \quad (6-8)$$

jossa

Θ = vesipitoisuus, $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$

t = aika, d

S = systeemiin tuleva tai siitä lähtevä vesimäärä, cm^3

Ketjusäännön perusteella voidaan merkitä

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{d\Theta}{dh_t} \frac{\partial h_t}{\partial t} = C(h_t) \frac{\partial h_t}{\partial t} \quad (6-9)$$

$C(h_t)$ on vedenpidätyskäyrän derivaatta. Sijoittamalla yhtälö (6—9) jatkuvuusyhtälöön saadaan yhtälö (6—10):

$$\frac{\partial h_t}{\partial t} = \frac{1}{C(h_t)} \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{S}{C(h_t)} \quad (6-10)$$

Kun edelleen sijoitetaan yhtälö (6—7) yhtälöön (6—10), päädytään lopulliseen yhtälöön (6—11):

$$\frac{\partial h_t}{\partial t} = \frac{1}{C(h_t)} \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h_t) \left(\frac{\partial h_t}{\partial z} - 1 \right) \right] - \frac{S(h_t)}{C(h_t)} \quad (6-11)$$

Tällöin on oletettu, että nielutermi $S(h_t)$ on painepotentiaalin funktio.

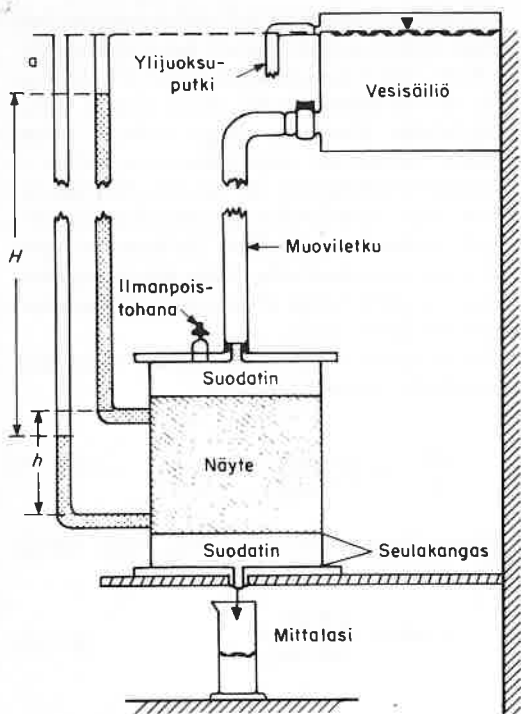
Yhtälö (6—11) voidaan nykytietämyksellä ratkaista vain numeerisia menetelmiä käyttäen. Ratkaisumahdollisuuksia ovat suomenkielellä selvittäneet Karvonen ja Vakkilainen (1983).

Matemaattisen käsittelyn helpottamiseksi maaveden virtausyhtälö muunnetaan usein analogiseksi diffuusiota kuvaavien yhtälöiden kanssa. Tällöin merkitään:

$$D(\Theta) = K(\Theta) \frac{\partial h_t}{\partial \Theta} \quad (6-12)$$

Vertikaalisuunnassa tapahtuva maaveden virtausyhtälö saadaan nyt muotoon (6—13)

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\Theta) \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\Theta)}{\partial z} \quad (6-13)$$



Kuva 6—15. Hydraulisen johtavuuden määrittäminen muuttumatonta painekorkeutta käyttäen.

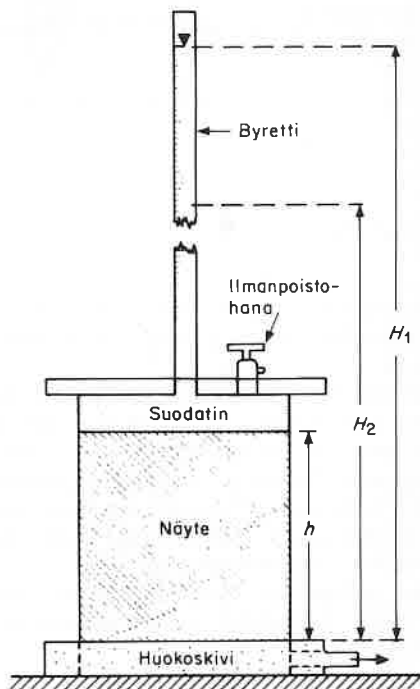
6.33 Hydraulisen johtavuuden määrittäminen

6.331 Kyllästyneen maan hydraulinen johtavuus

Kuvissa (6—15) ja (6—16) on esitetty kaksi laboratoriomittauksiin tarkoitettua laitetta, joiden soveltuvuudet hydraulisen johtavuuden mittaamiseen riippuvat maan raekoosta. Kuvan (6—15) laitetta käytetään mitattaessa karkearakeisten maalajien hydraulista johtavuutta. Tässä koejärjestelyssä painekorkeus pysyy kokeen aikana muuttumattomana ja hydraulinen johtavuus lasketaan kaavan (6—14) avulla.

$$K = \frac{Qb}{tAH} \quad (6-14)$$

K	on hydraulinen johtavuus
Q	näytteen lävitse ajassa t suotautunut vesimäärä
b	näytemassan korkeus
A	näytemassan poikkileikkausala
H	painekorkeus



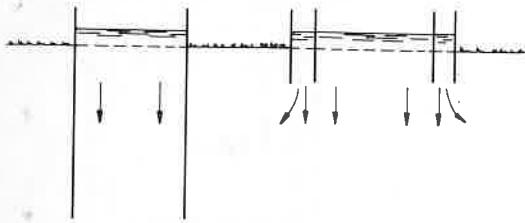
Kuva 6—16. Hydraulisen johtavuuden määrittäminen muuttuvaa painekorkeutta käyttäen.

Kuvan (6—16) laite soveltuu hienorakeisten maalajien hydraulisen johtavuuden määrittämiseen. Tämä koejärjestely eroaa edellisestä sikäli, että kokeen aikana painekorkeus muuttuu. Menetelmä on kehitetty nopeuttamaan mittausta hienorakeisille maalajeille. Hydraulinen johtavuus lasketaan kaavan (6—15) avulla.

$$K = 2,3 \frac{a}{A} \frac{b}{t} \log \frac{H_1}{H_2} \quad (6-15)$$

a	on byretin poikkileikkausala
H_1	byretin vedenkorkeus kokeen alussa
H_2	byretin vedenkorkeus kokeen lopussa
t	vedenkorkeuden muuttumiseen H_1 :stä H_2 :en kulunut aika

Kenttämittausmenetelmänä yleisin on ns. kairanreikämenetelmä, jonka periaate on seuraava. Maahan kairataan pohjavedenpinnan alapuolelle ulottuva reikä. Kun vedenpinta on siinä noussut pohjavedenpinnan tasolle, osa vedestä poistetaan. Tämän jälkeinen vedenpinnan nousunopeus rei'issä mitataan. Hydraulinen johtavuus voidaan laskea nousunopeuden ja reiän geometrian perusteella. Jos pohjavedenpinta on syvällä, voidaan hydraulinen johtavuus määrittää ns. kään-



Kuva 6—17. Infiltrimetri.

teisellä auger-hole menetelmällä. Siinä porattu reikä täytetään vedellä ja vedenpinnan alenema mitataan.

Infiltrimetrit tarjoavat mahdollisuuden hydraulisen johtavuuden määrittämiseen kentällä. Infiltrimetri on yksinkertaisimmillaan rengas, joka asetetaan halutulle syvyydelle ja täytetään vedellä. Vedenpinnan laskeutumisnopeus mitataan ja tällä tavoin saadaan arvio hydraulisen johtavuuden suuruudelle (kuva 6—17).

Maan hydraulinen johtavuus saadaan laskeutuksi myös pohjaveden koepumppaustulosten perusteella.

6.332 Kyllästämättömän maan hydraulinen johtavuus

Kyllästämättömän maan hydraulinen johtavuus voidaan mitata joko epästationaariseen tai stationaariseen virtaustilaan perustuen. Kolmannen mahdollisuuden tarjoaa vedenpidätyskäyrän käyttö. Yhteenvedon eri menetelmistä on esittänyt mm. Al-Soufi (1983).

Laboratorio-olosuhteissa käytettävät menetelmät jaetaan yleensä pitkän maanäytteen ja lyhyen maanäytteen menetelmiin. Näistä ensinmainitussa 50...200 cm pitkän maanäytteen yläpähän imeytetään vettä vakionopeudella. Maanäytteen alapää pidetään jatkuvasti vedellä kyllästytneenä. Painepotentiaalin arvot eri tasoilla mitataan tensiometrejä käyttäen.

Lyhyt (1...5 cm) maanäyte asetetaan painekammioon. Paineen lisäämisellä maanäytteessä irtaava vesimäärä mitataan ja diffuusiokerroin lasketaan yhtälöistä (6—16)

$$D(\Theta) = \frac{4L^2}{\pi^2} \frac{d\Theta}{dt} \frac{1}{(\Theta - \Theta_f)} \quad (6-16)$$

- L = näytteen pituus
- Θ = näytteen keskimääräinen kosteus
- Θ_f = näytteen kosteus mittauksen lopussa
- $D(\Theta)$ = diffuusiokerroin
- t = aika

Kentällä käytettävistä mittaustavoista ns. hetkellisen kosteusprofiilin käyttö lieenee yleisin (Hillel 1980). Tässä menetelmässä koealan laajuus on noin $10 \cdot 10$ metriä, jottei reunavaikutus pääse vääristämään tilannetta alueen keskellä, jonne lyödään suojusputki neutronimittaria varten ja asetetaan tensiometrejä eri tasoille. Mittaus tapahtuu siten, että koealan pinnalle johdetaan vetä, joka kyllästää maaprofiilin. Haihtuminen estetään esim. muovikelmulla. Maan kuivumista seurataan tensiometrien ja näitä syvemmälle lasketun neutronimittarin avulla.

Tietyn tason z yläpuolella olevan vesimäärän muutokselle voidaan kirjoittaa

$$\frac{dW}{dt} = K \left(\frac{\partial H}{\partial z} \right)_z \quad (6-17)$$

Hydraulinen johtavuus voidaan toisin sanoen saada mittausten perusteella yhtälöstä

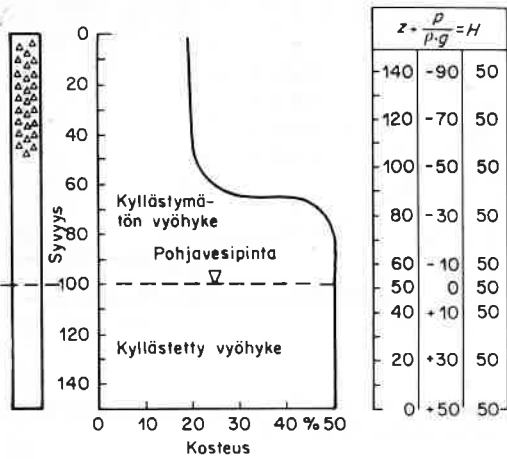
$$K(\Theta) = \frac{dW/dt}{(\partial H/\partial z)_z} \quad (6-18)$$

Vedenpidätyskäyrän käyttö kyllästymättömän maan hydraulisen johtavuuden määrittämisessä perustuu idealisointiin, jossa huokostilan ajatellaan muodostuvan eri kokoisista kapillaariputkista. Menetelmiä, joista ensimmäiset kehitettiin jo 1950-luvun alussa (Childs ja Gollis-George 1950), on nykyään käytössä lukuisia.

Esimerkkinä menetelmistä käy Green ja Corey (1971) menetelmä, jossa kosteuspitoisuus-akseli jaetaan n osaan. Kunkin osan keskimääräistä painepotentiaalia merkitään h_j . Hydraulinen johtavuus saadaan yhtälöstä (6—19)

$$K(\Theta_i) = \frac{K_{sm}}{K_{sl}} \frac{30\varphi}{g \rho \mu} \frac{eP}{n^2} \sum_{j=i}^m \left[(2j+1-2i) h_j^{-2} \right] \quad (6-19)$$

- K_{sm} = mitattu kyllästytneen maan hydraulinen johtavuus, cm d^{-1}
- K_{sl} = vastaava laskettu hydraulinen johtavuus, cm d^{-1}
- μ = veden pintajännitys, N m^{-1}
- g = painovoiman kiihtyvyys, m s^{-2}
- ρ = veden tiheys, kg m^{-3}
- μ = veden dynaaminen viskositeetti, N s m^{-2}
- ϵ = todellinen huokoisuus $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$
- p = parametri, jolla määritetään eri



Kuva 6—18. Esimerkki kuivatustasapainotilanteesta (Feddes 1979).

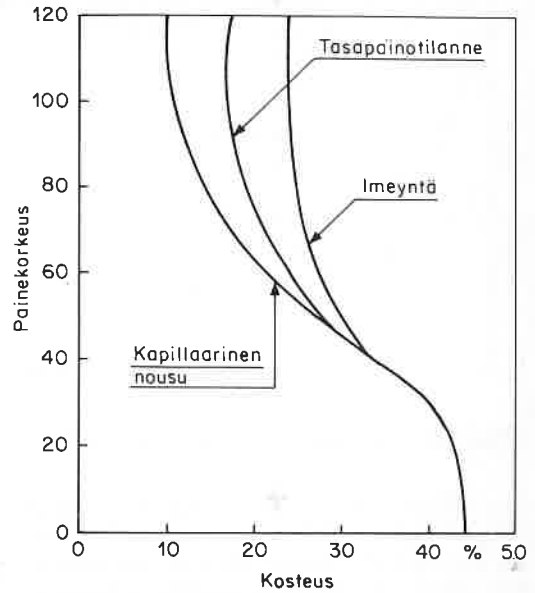
- kapillaarien välisten yhteyksien vaikutus
- n = jakovälien määrä
- m = viimeinen mittauspiste vedenpidätyskäyrällä
- h_j = jakovälin j keskimääräinen painepotentiaali, m.

6.34 Veden imeytyminen maahan

Sateena tai sulantana tuleva vesi imeytyy maahan niiden periaatteiden mukaisesti, joita edellä on esitetty.

Veden virtausta ei maassa tapahdu, ellei potentiaalieroja ole. Tällainen tilanne on esitetty kuvassa 6—18, jossa pohjavedenpinta on 100 cm maanpinnan alapuolella ja vertailutaso on asetettu 150 cm:n syvyydelle. Pohjavedenpinnan tasolla matrikpotentiaali $h_t = 0$ ja painovoimapotentiaali $h_g = z = 50$ cm, jolloin hydraulinen korkeus $H = +50$. 30 cm pohjavedenpinnan alapuolella $h_t = 30$ cm ja $z = 20$ cm, jolloin $H = 30 + 20 = 50$ cm. 30 cm pohjavedenpinnan yläpuolella painovoimapotentiaali on 80 cm. Tässä matrikpotentiaalın on oltava -30 cm, jotta hydraulinen korkeus olisi 50 cm.

Kun tällaiseen kuivatustasapainossa olevan maan pintakerroksen tulee vettä, niin matrikpotentiaali kasvaa. Niin muodoin myös hydraulinen korkeus kasvaa ja vesi alkaa virrata alaspäin eli vettä imeytyy maahan. Haihdunta aiheuttaa päinvastaisen tilanteen, sillä sen ansiosta matrikpotentiaali ja hydraulinen korkeus pienenevät ja vesi liikkuu maaprofiilissa ylöspäin (kuva 6—19).



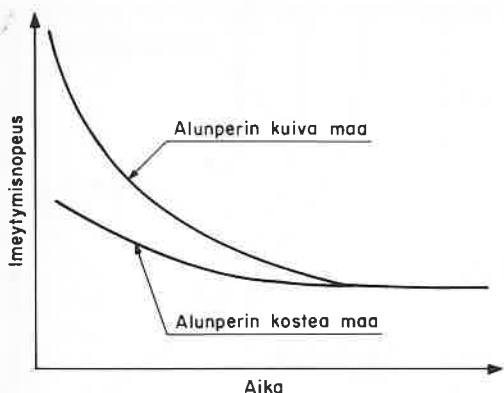
Kuva 6—19. Periaatekuva maankosteusprofiilista tasapainotilanteesta, imeyntätilanteesta ja haihduntatilanteesta.

Maan imeyntäkyvyllä on luonteenomaista, että se sadetapahtuman alussa on suhteellisen suuri. Sateen jatkuessa se kuitenkin laskee vakiotasolle, jota nimitetään lopullisesti imeyntäkyvyksi. Imeyntäkyky riippuu maan rakeisuudesta, rakenteesta, kosteusolosuhteista, kaltevuudesta ja kasvipeitteestä. Niinpä sora tai hiekkamaassa sadevesi imeytyy helposti, kun taas savimaan pinnalle voi jo pienilläkin sateilla muodostua lammikoita.

Yleisenä sääntönä maaperän kosteusolosuhteiden vaikutuksesta voidaan sanoa, että mitä kosteampi maaperä imeytymisen alkaessa on, sitä pienempi on alkutilan imeytymisnopeus. Lopullinen imeyntäkyky on kuitenkin riippumaton alkukosteustilasta, kuten kuvassa 6—20 esitetään.

Kasvusto suojaa maanpintaa kovettumiselta ja tällä tavoin lisää imeyntäkykyä. Merkittävää on myös, että kasvien pinnalle pidättyvä vesi, interseptio, pienentää maanpinnalle sateesta tulevan veden määrää. Kasvuston vaikutus määräytyy luonnollisesti vuodenaikojen mukaan. Imeytymisen kannalta parhain tilanne on yleensä heinäkasveja kasvavalla alueella, joilla se on 3,5...7 -ertainen verrattuna vastaavanlaisen paljaaseen maa-alueeseen.

Sateen ominaisuuksista tärkein on intensiteetti. Mikäli intensiteetti ylittää maan imeyntäkyvyn, alkaa syntyä lammikoita ja ns. pintavaluntaa. Sa-



Kuva 6—20. Imeyntänopeus maan kosteustilasta.

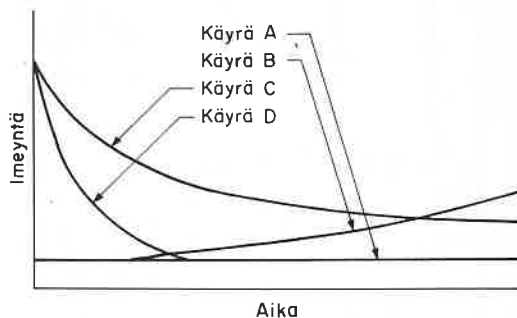
de voi rikkoa pintakerroksen struktuuria sillä tavoin, että partikkelit joutuvat lähemmäksi toisiaan muodostaen vaikeasti läpäisevän pintakerroksen. Yleisesti ottaen meillä ongelma on kuitenkin vähäinen, sillä sateiden intensiteetti Suomessa on pieni.

Roudassa olevan maan imeytymisominaisuuksia on selvitetty varsin vähän. Imeytymistä jäätyneeseen maahan voidaan havainnollistaa kuvan 6—21 avulla.

Kuvassa:

- käyrä A kuvaa imeyntää maahan, joka on jäätynyt kyllästyneessä tilassa tai jossa pintaan on kehittynyt sulamisvaiheessa lähes läpäisemätön jääkerros.
- käyrä B on esimerkki tilanteesta, jossa maa on jäätynyt korkeahkossa vesipitoisuudessa (70...80 % kenttäkapasiteetista). Tässä tapauksessa sulamisvesi pääsee osaksi tunkeutumaan maahan vieden mukanaan lämpöä, joka sulattaa huokosissa jäätä. Jään sulaessa imeyntä suurenee.
- käyrä C kuvaa imeyntää, kun maa on jäätynyt vesipitoisuuden ollessa pieni. Tässä tapauksessa vain pienet huokoset ovat täynnä jäätä; joten tämä sulaa nopeasti sulamisvesien tunkeutuessa maahan. Imeyntä on siis lähes samanlainen kuin jäättömään maahan.
- käyrä D edustaa imeyntää maahan, joka on jäätynyt vesipitoisuuden ollessa pieni. Sulamisvaiheessa maan lämpötila on alhainen ja maahan imeytyvä sulamisvesi jäätyy ja alkaa samalla ehkäistä imeyntää.

Imeyntää kuvaaville differentiaaliyhtälöille ei ole löydetty analyttistä ratkaisua, vaan ratkaisu on haettava joko yhtälöä yksinkertaistamalla (esim. Horton), sarjakehitelmiä käyttämällä (esim. Philip) tai numeeristen menetelmien avulla. Näiden ohella on kehitetty puhtaasti empiirisiä yhtälöitä (Kostiakov 1932).



Kuva 6—21. Periaatekuva veden imeytymisestä jäätyneeseen maahan (Gray 1973).

den ohella on kehitetty puhtaasti empiirisiä yhtälöitä (Kostiakov 1932).

Horton (1940) on saanut nimiinsä Gardnerin ja Widstoen alunperin kehittämän imeyntäyhtälön (6—20), jossa painovoiman vaikutusta ei ole otettu huomioon.

$$f = f_c + (f_o - f_c) e^{-kt} \quad (6-20)$$

$$\begin{aligned} f &= \text{imeyntä, mm d}^{-1} \\ f_c &= \text{lopullinen imeyntä, mm d}^{-1} \\ f_o &= \text{imeyntä sateen alussa, mm d}^{-1} \\ k &= \text{maalajista ja -peitteestä riippuva vakio} \\ t &= \text{aika} \end{aligned}$$

Philip (1957) on saanut ratkaisuksi:

$$f = s/2t^{1/2} + a \quad (6-21)$$

s, a = maalajista ja -peitteestä riippuvat vakiot

Kostiakovin (1932) yhtälö on muotoa (6—22)

$$f = Bt^{-n} \quad (6-22)$$

B, n = vakioita

13. VESISTÖN SÄÄNNÖSTELYN HYDROLOGIA

13.1 Johdanto

Suomessa toteutetuissa vesistön säännöstely- ja järjestelyhankkeissa on tavallisesti ollut selvästi määräävänä intressinä joko voimatalous tai maankuivatus. Voimataloudellisen säännöstelyn reunaehdot vedenkorkeuden ylärajan suhteen on määrätty maankuivatusintressin perusteella ja vedenkorkeuden alarajan suhteen kalatalous- ja vesiliikenneintressin perusteella. Vesistön järjestelyissä vedenkorkeuksien yläraja on luonnollisesti valittu kuivatusintressien perusteella. Alaraja on määrätty tavallisimmin kalatalouden vaatimusten perusteella tai on pyritty välttämään tarpeetonta vedenpinnan alentamista.

Säännöstelyhankkeissa pyritään varastotilan tehokkaaseen käyttöön ja menovirtaaman tasoitamiseen tai muuhun parempaan ajoittamiseen. Järjestelyissä vastaavasti ensisijaiset tavoitteet koskevat eri ajankohtien ylimpiä vedenkorkeuksia. Teknisesti säännöstelyssä pyritään mahdollisimman vapaasti säädettävään menovirtaamaan. Järjestelyssä taas saavutetaan usein tyydyttävä tulos täysin kiinteällä rakenteella, jolloin järven menovirtaama riippuu yksiohtoisesti järven vedenkorkeudesta.

1960-luvulla alkoi kaksi uutta intressiä saada kasvavan ja eräissä tapauksissa määräävän merkityksen järvialtaiden vedenkorkeuksien säätelyn suhteen.

Järvenrantojen kesämökkiasutus vaati mahdollisimman vakaina pysyviä vedenkorkeuksia ja alivesipintojen nostamista. Toisaalta tärkeissä vedenhankintavesistöissä muodostui tarve lisätä kuivakausien alivirtaamia ja tämä saattoi johtaa järvialtaiden varastotilan ja vedenkorkeusvaihteluiden kasvattamiseen.

Näiden intressien rinnalla on yhä kasvavan merkityksen saanut osittain kalatalouteen liittynyt suojeleuintressi, jossa pyritään mahdollisimman luonnonmukaisiin hydrologisiin oloihin jär-

vialtaissa ja vesistökokonaisuuksissa. Viljelyn koneellistamisen myötä ovat maatalouden vaatimukset ylimpien vedenkorkeuksien suhteen hie-
man aiemmasta muuttuneet. Lyhytaikaissäädön merkitys sähkön tuotannossa vesivoimalla on jatkuvasti kasvamassa ja kokonaisvarastotilaa on tarkasteltava myös tästä näkökulmasta.

13.2 Altaan vesitase

Järvialtaan toimintaa vesivarastona kuvaa jatku-
vuusyhtälö (13—1)

$$Q(t) - Q'(t) = \frac{dS(t)}{dt} \quad (13-1)$$

jossa

$$\begin{aligned} Q(t) &= \text{tulovirtaama} \\ Q'(t) &= \text{menovirtaama} \\ S(t) &= \text{varasto (esim. tilavuus)} \\ t &= \text{aika} \end{aligned}$$

Eräin edellytyksin voidaan kirjoittaa:

$$S = k \cdot Q' \quad (13-2)$$

jossa k = vakio

Käytännössä k riippuu S :stä, mutta voidaan riittävällä tarkkuudella asettaa vakioksi eri S -luokissa.

Tässä lineaarisen altaan tapauksessa saadaan menovirtaamalle lauseke (13—3).

$$Q'(t) = \int_{-\infty}^{\infty} Q(t-t') \cdot \frac{1}{k} \cdot e^{-t'/k} dt' \quad (13-3)$$

Säännöstely- ja järjestelylaskelmia silmälläpitäen saatu lauseke (13—3) ei yleensä ole käyttökelpoinen johtuen jo siitä, että tulovirtaamalle Q ei useinkaan voida laatia käyttökelpoista jatkuvaa funktiota. Käytännön laskelmissa sovelletaan tavallisimmin yhtälöä (13—1) differenssimuodossa (13—4):

$$Q \Delta t - Q' \Delta t = \Delta S \quad (13-4)$$

Tavallisimmin lasketaan altaan historiallisen menovirtaama- ja vedenkorkeusaikasarjan perusteella ensin vastaava tulovirtaama-aikasarja ja käytetään tätä pohjana laskettaessa suunniteltujen toimenpiteiden vaikutusta vedenkorkeuteen ja menovirtaamaan. Laskelmat edellyttävät, että tunnetaan yhteydet (13—5) ja (13—6).

$$W = W(S) \quad (13-6)$$

$$Q' = Q'(W, t) \quad (13-7)$$

joissa W = vedenkorkeus

Käyttökelpoinen askelpituus t riippuu laskelmien tarkkuusvaatimuksesta ja tulovirtaaman vaihteluista ja on tavallisesti välillä 1 h...10 d.

Kun tulovirtaama-aikasarja on tunnettu, on klassillinen säännöstelyongelma koskenut varastotilan ja juoksutuksen sekä niiden yhteensopivuuden määrittämistä. Vesistön järjestelyn puolella on päämielenkiinto kohdistunut vedenkorkeuksien muutoksiin.

13.3 Tulovirtaaman määrittäminen

Tulovirtaamalla tarkoitetaan tässä nettotulovirtaamaa, jossa altaaseen tuleva sadanta ja altaan haihdunta on jo otettu huomioon. Tulovirtaaman määrittämisessä on käytettävissä seuraavia vaihtoehtoja:

1. Riittävän pitkät havaintosarjat menovirtaamasta ja vedenkorkeudesta.
2. Havaintosarjat riittäviä tulovirtaaman jakautumien ja sarjakorrelaatioiden määrittämiseen, mutta riittämättömiä tuomaan esiin odotettavissa olevia, säännöstelyn kannalta tärkeitä tilanteita.
3. Havaintosarjat riittämättömiä, mutta vertailuvesistöstä on käytettävissä riittävän pitkät havainnot.
4. Menovirtaama- ja vedenkorkeussarjat riittämättömiä, mutta ne mahdollistavat sadantavaluntamallin kalibroinnin.

Kysymystä siitä, mikä on riittävän pitkä havaintosarja, on sinänsä niukasti selvitetty. Lähtökohtia tälle voidaan hakea esim. tilastolliselta pohjalta tai suunnitelmalle asetettavista tarkkuusvaatimuksista ja erityisesti ääritilanteiden kuvaus-tarkkuudesta. Ongelmaksi jäävät pitkän ajan ilmastolliset vaihtelut ja varsinkin valuma-alueella suoritettut hydrologiaan vaikuttavat toimenpiteet. Viimeksi mainittu tekijä saattaa johtaa jopa havaintoaikasarjan kasvun myötä informaation heikkenemiseen.

Kohdan 1. tilanteessa ratkaisu palautuu differenssimuotoisen vesitaseyhtälön käsittelyyn. Käytännön ongelmina ovat mm. tuulesta, ilmanpaineesta ja lukemataarkkuudesta johtuvat virheet vedenkorkeushavainnoissa sekä purkautumissuhteissa tapahtuneet muutokset.

Kohdan 2. tilanteessa voidaan käyttää generointimenetelmiä tavanomaiseen tapaan.

Kohdassa 3. esiintyy metodiikkaa koskevia ongelmia. Vertailuvesistön virtaama-aineiston saaminen vertailukelpoiseksi ei useinkaan onnistu yhtä kerrointa käyttämällä tai muuttamalla kerrointa vuodenajan mukaan. Eräänä mahdollisuutena on käyttää seuraavaa menettelyä:

1. Määritetään kohdevesistöstä valitun jakaumatyyppiin mukaiset jakaumaparametrit jakoitain sekä jaksojen autokorrelaatiot.
2. Määritetään vertailuvesistöstä samalta aikaväliltä vastaavat tiedot.
3. Määritetään vertailuvesistöstä vastaavat tiedot koko havaintosarjalle.
4. Määritetään vertailuvesistöstä parametriarvojen muuntosuhteet.
5. Korjataan muuntosuhteilla kohdevesistön lyhyen aikasarjan parametriarvoja.
6. Generoidaan saatujen parametriarvojen perusteella kohdevesistölle riittävän pitkä tulovirtaama-aikasarja.

Generointia ovat kehittäneet mm. Thomas ja Fiering (1962), Matalas (1967) ja Beard (1972).

Thomas-Fiering -malli kuukausivalumalle on seuraava

$$x_{i+1} = \bar{x}_{j+1} + b_j(x_i - \bar{x}_j) + t_{ij+1}(1-r^2)^{\frac{1}{2}} \quad (13-7)$$

jossa

$$\begin{aligned} x_{i+1}, x_i &= \text{virtaamat kuukausien } (i+1) \text{ ja } i \\ &\quad \text{aikana laskettuina generoinnin} \\ &\quad \text{alusta} \\ \bar{x}_{j+1}, \bar{x}_j &= \text{kuukausien } (j+1) \text{ ja } j \text{ keskivir-} \\ &\quad \text{taamat } (1 \leq j \leq 12) \end{aligned}$$

b_j = pienimmän neliösumman keinolla laskettu regressiokerroin, jonka avulla voidaan estimoida kuukauden $(j+1)$ virtaama kuukauden j virtaaman avulla

$$b_j = r_j \frac{s_{j+1}}{s_j}$$

t_i = normaalijakautunut satunnaismuuttuja (keskiarvo 0, varianssi 1)

s_{j+1}, s_j = kuukausivirtaamien x_{j+1} ja x_j standardipoikkeamat

r_j = kuukausivirtaamien x_{j+1} ja x_j välinen korrelaatiokerroin

Thomas-Fiering -mallin lähtöoletuksena on, että virtaamat ovat normaalijakautuneita.

Mikäli vuosi- ja kuukausivirtaamat eivät ole normaalijakautuneita, on käytettävissä seuraavia vaihtoehtoja:

1. Muunnetaan satunnaismuuttujaa t_i
2. Muunnetaan virtaamaparametreja ja laskenta-algoritmeja siten, että lopullinen generoitu virtaama-aineisto jakautuu kuten laskelman pohjana oleva mitattu aineisto,
3. Generoidaan normaalijakautuneita virtaamia ja sovelletaan normalisointiyhtälöitä kääntäen.

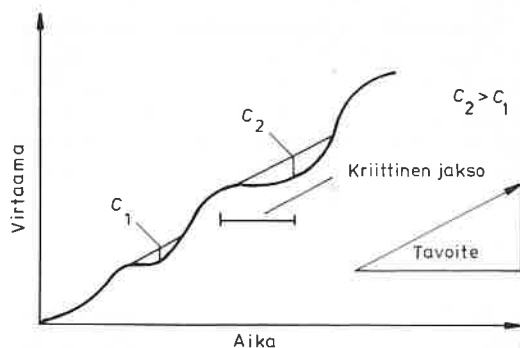
Vähintään samanarvoisen mahdollisuuden vertailuvesistön käytön kanssa tarjoavat sadantavaluntaprosessia kuvaavat simulointimallit (ks. luku 12). Mikäli tulovirtaamasta on havaintotuloksia muutaman vuoden ajalta, voidaan malli kalibroida kohdealueelle. Pitkä tulovirtaamasarja saadaan tuotetuksi, mikäli sadantatietoja ja haihdunnan arvioimisen kannalta oleellisia ilmastotietoja on käytettävissä. Tältä osin havaintoja on yleensä tyydyttävästi. Sadanta-valuntamallit tarjoavat myös mahdollisuuden virtaaman ennustamiseen, joten ne ovat käyttökelpoisia työkaluja säännöstelyn hoitoon.

13.4 Varastoaltaan riittävyyden laskentamenetelmiä

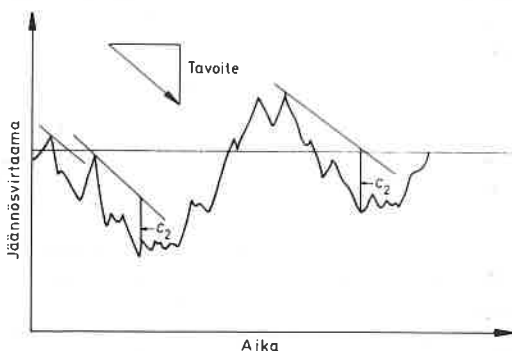
13.41 Deterministisiä menetelmiä

13.411 Summaviivamenetelmä

Summaviivamenetelmä (Rippl 1883) on ensimmäinen tunnettu allasongelman ratkaisuun tarkoitettu rationaalinen menetelmä. Siinä lasketaan tulovirtaaman summaa ajan funktiona. Summa



Kuva 13—1. Summaviivan käyttö varastotilavuuden määrittämiseen.



Kuva 13—2. Jäännössummaviivan käyttö varastotilavuuden määrittämiseen.

piirretään koordinaatistoon, jossa abskissana on aika ja ordinaattana virtaama (kuva 13—1). Kun tavoitejuoksutuksen kaltevuuden omaavat viivat piirretään summaviivan kumpujen tangenteiksi, on tavoitejuoksutuksen hoitamiseen tarvittava varastotilavuus tangenttien ja summaviivan suurin etäisyys.

Jäännössummaviivamenetelmä eli keskiarvosta poikkeamisen summaviivamenetelmä on muunnos alkuperäisestä Ripplin menetelmästä. Jäännössumma saadaan vähentämällä tulovirtaaman arvoista virtaaman keskiarvo ja laskemalla erotusten summa ajan funktiona. Tämä piirretään aika-virtaama -koordinaatistoon (kuva 13—2). Tavoitejuoksutuksen ja summaviivan suurin etäisyys on haettu varastotilavuus.

Summaviivamenetelmä on yksinkertainen ja siinä tulevat huomioonotetuiksi tulovirtaamasarjan tilastolliset ominaisuudet sellaisina kuin ne todellisuudessa ovat olleet. Summaviivaa käytettäessä joudutaan oletamaan, ettei tulevaisuudessa esiinny aiempaa vaikeampia kuivakausia. Lisäksi oletetaan, että allas on täynnä kuivakauden alkaessa.

Taulukko 13—1. Esimerkki laskennan kulusta Thomas-Fiering -menetelmää käytettäessä.

Kuukausi t	Tulovirtaama Q_t 10^6 m^3	Tulovirtaama-juoksutus $Q_t - Q'_t$ 10^6 m^3	$(Q_t - Q'_t)$ 10^6 m^3	Huomautuksia
1	10,9	5,7	5,7	
2	4,6	-0,6	5,1	
3	52,2	47,6	52,7	
4	24,8	19,6	72,3	$P_1(1. \text{ maksimi})$
5	3,1	-2,1	70,2	
6	0,5	-4,7	65,5	$T_1(1. \text{ minimi})$
7	13,7	2,5	74,0	$P_2(2. \text{ maksimi})$
8	-2,0	-7,2	66,8	$P_2(2. \text{ minimi})$
9	6,5	1,3	68,1	
10	34,5	29,3	97,4	
11	37,4	32,2	129,9	
12	10,0	4,2	134,7	
13	7,1	1,9	136,6	
14	7,1	1,9	138,5	$P_3(3. \text{ maksimi})$
15	-2,0	-7,2	131,3	

Summaviivamenetelmää käytettäessä tavoitejuoksutus oletetaan yleensä vakioksi. Säännölliset aikaan sidotut vaihtelut voidaan vielä hoitaa, mutta varaston tilaan sidotut vaatimukset ovat hankalasti huomioon otettavissa. Menetelmän puutteena on, ettei sen avulla saada lasketuksi veden riittämättömyydelle todennäköisyyttä.

13.412 Thomas-Fiering -menetelmä

Altaan varastotilavuutta mitoitettaessa tarjoavat generoidut virtaamat tapahtumasarjoja, joiden esiintymistodennäköisyydet ovat yhtäsuuret. Kun kullekin generoidulle sarjalle lasketaan tarvittava varastotilavuus, voidaan varastotilavuuden todennäköisyysjakauma määrittää. Yleensä 25 generoitua sarjaa on käytännössä riittävä määrä. Näiden perusteella suunnittelija saa tarpeellisen käsityksen varastotilavuuden mahdollisista vaihteluista ja voi valita hyväksyttävän riskitason.

Thomas ja Fiering (1962) esittivät ns. sequent-peak -algoritmin käyttöä generoitujen virtaamasarjojen yhteydessä. Laskenta etenee seuraavasti (taulukko 13—1).

1. Lasketaan jaksoittain tulovirtaaman Q_t ja menovirtaaman Q'_t erotus $Q_t - Q'_t$. Lasketaan kumuloituvaa summaa $\sum_i (Q_t - Q'_t)$
2. Paikannetaan 1. maksimi P_1
3. Paikannetaan 2. maksimi P_2
4. Paikannetaan P_1 :n ja P_2 :n välinen minimi T_1 . Lasketaan $P_1 - T_1$.
5. Haetaan seuraava maksimi $P_3 > P_2$.
6. Paikannetaan P_2 :n ja P_3 :n välinen minimi T_2 .

Lasketaan $P_2 - T_2$.

7. Jatketaan ja haetaan kaikki maksimit ja minimi 2 N jaksojen ajalta (kaksi kierrosta). Kahta laskentakierrosta on syytä käyttää, jottei generoidun virtaamasarjan katkeaminen aiheuta virhettä.

Tarvittava varastokapasiteetti on $C = \max (P_k - T_k)$.

Thomas-Fieringin -menetelmällä on samoja puutteita kuin summaviivamenetelmällä. Sitä käytettäessä ei juoksutusta voida asettaa riippuvaksi varaston tilasta. Jos pelkästään mitattua virtaamasarjaa käytetään, saadaan selville vain sellaisen varaston tilavuus, joka ei juuri ja juuri olisi menneisyydessä tyhjentynyt.

13.413 Simulointi

Käytetään vesitaseyhtälöä:

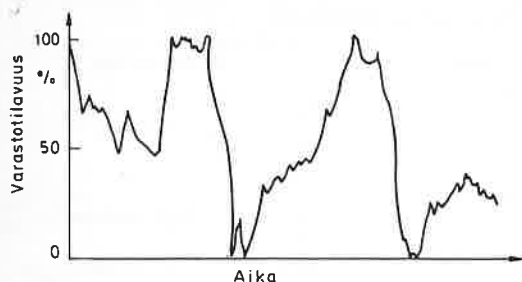
$$S_{t+1} = S_t + Q_t - Q'_t - L_t \quad (13-8)$$

jossa

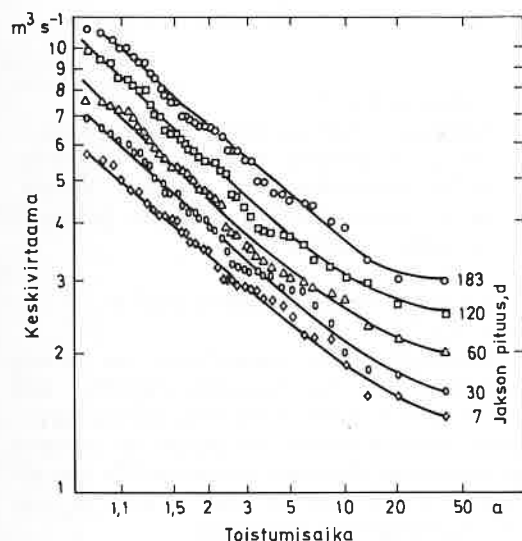
$$\begin{aligned} S_{t+1} &= \text{varasto jakson lopussa,} \\ &0 \leq S_{t+1} \leq C \\ S_t &= \text{varasto jakson alussa} \\ Q_t &= \text{tulovirtaama jakson } t \text{ aikana} \\ Q'_t &= \text{juoksutus jakson } t \text{ aikana} \\ L_t &= \text{mahdolliset häviöt jakson } t \text{ aikana} \\ C &= \text{varaston suuruus} \end{aligned}$$

Laskenta voidaan suorittaa seuraavasti:

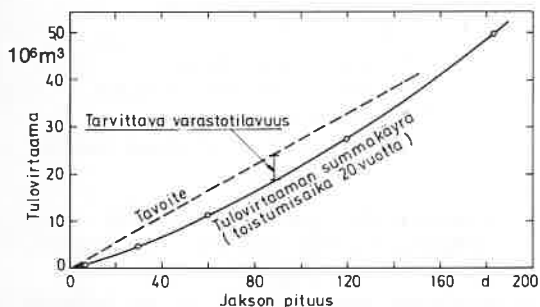
1. Valitaan varastolle suuruus C . Oletetaan, että allas on alussa täysi.
2. Sovelletaan vesitaseyhtälöä. Q_t voi vaihdella ajan ja varaston tilan funktiona.
3. Piirretään S_{t+1} :n kuvaaja (kuva 13—3)



Kuva 13—3. Varastotilavuuden "käyttätymisdiagrammi".



Kuva 13—4. Esimerkki eri pituisten jaksoiden keskialivirtaaman toistuvuuden analysoinnista.



Kuva 13—5. Varastotilavuuden määrittäminen keskialivirtaamien toistuvuuteen perustuen.

4. Lasketaan todennäköisyys veden riittämättömyydelle jakamalla aikajaksojen kokonaislukumäärällä niiden jaksoiden lukumäärä, joiden aikana varasto on tyhjä.

5. Mikäli todennäköisyyttä ei voida hyväksyä, valitaan uusi arvo varaston suuruudelle ja laskenta toistetaan.

Vesitaseyhtälöä käytettäessä tukeudutaan summaviivamenetelmän tavoin oletukseen, että menyt hydrologinen historia toistuu sellaisenaan tulevaisuudessa eikä hankalampia tilanteita satu. Simuloinnin kiistaton etu summaviivamenetelmään verrattuna on, että sitä käytettäessä voidaan monimutkaistenkin juoksutusohjeiden vaihtuksia helposti analysoida.

13.414 Alivirtaamien toistuvuusanalyysiin perustuva menetelmä

Mikäli käytettävissä on eripituisten jaksoiden keskialivirtaamien toistuvuusanalyysit, on U.S. Geological Survey'n menetelmä nopea ja helposti suoritettavissa (Hardison ja Martin 1963).

Tiettyä toistuvuutta vastaavat keskialivirtaamat luetaan toistuvuuspaperilta (kuva 13—4). Asetetaan nämä virtaama-arvot jaksoiden pituus — alivirtaama -koordinaatistoon kuvan 13—5 mukaisesti. Piirretään myös tavoitejuoksutus koordinaatistoon. Piirrettyjen viivojen suurin etäisyys on haettu varastotilavuus, jota menettelytavan likimääräisyyden vuoksi tulee lisätä 10 %.

13.42 Stokastinen varastoteoria

Varastoaltaan tilaan vaikuttavat säädettävissä oleva menovirtaama ja tulovirtaama, jonka suuruutta ei etukäteen voida tarkasti tietää. Tulovirtaama on näin ollen satunnaissuure ja tämän vuoksi altaan toimintaa voidaan realistisimmin kuvata stokastisten prosessien teoriaan tukeutuen.

Stokastinen varastoteoria on matemaattisesti pitkälle kehitetty. Lähtötietojen tasosta ja ratkaisulle asetetuista tarkkuusvaatimuksista riippuu, kuinka monimutkaisia malleja käytännössä kannattaa käyttää. Tarvittavia lähtötietoja ovat mm. tulovirtaamien jakaumat ja niiden väliset riippuvuudet. Mitä pitemmät havaintosarjat ovat käytettävissä, sitä paremmin jakaumia ja riippuvuuksia voidaan kuvata.

Stokastisen varastoteorian mukaiset tarkastelut voivat kohdistua:

1. Homogeeniseen, riippumattomaan tapaukseen, jossa tulovirtaamat ovat toisistaan riippumattomia, samalla tavoin jakautuneita satunnaissuureita.

2. Kausittaiseen riippumattomaan tapaukseen, jossa tulovirtaamat ovat toisistaan riippumattomia satunnaissuureita, mutta niiden jakautumat riippuvat käsillä olevasta kaudesta, esimerkiksi kuukaudesta tai vuodenajasta.
3. Homogeeniseen korreloituun tapaukseen, jossa kaikki tulovirtaamat ovat samalla tavoin jakautuneita, mutta niiden jakautumat riippuvat edellisen jakson tulovirtaaman arvoista.
4. Kausittaiseen korreloituun tapaukseen, joka on tapausten 2 ja 3 yhdistelmä. Tulovirtaaman jakautuma riippuu sekä käsillä olevasta kaudesta että edellisen jakson virtaaman arvosta.

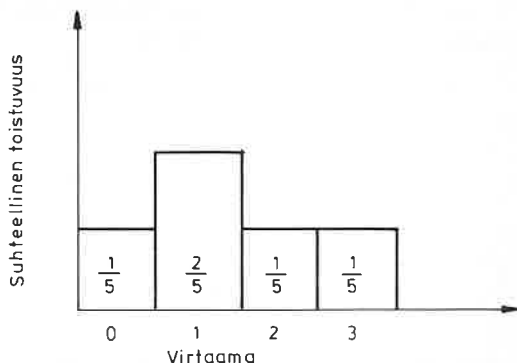
Tapauksista viimeksi mainittu on luonnollisesti realistisin, mutta samalla vaivalloisin suorittaa. Homogeeninen, riippumaton tapaus soveltuu vuosijaksotuksella käytettäväksi ja sen avulla on saatavissa jo ylimalkainen käsitys varastoaltaan toiminnasta. Tässä yhteydessä esitellään lyhyesti vain homogeenisen, riippumattoman tapauksen ratkaisu, sillä sen avulla on omaksuttavissa stokastisen varastoteorian oleelliset piirteet. Tämän lisäksi käsitellään Gouldin todennäköisyysmenetelmää, jonka avulla kausittaisuus ja tulovirtaamien korrelointi voidaan ottaa likimääräisesti huomioon. Heikkilä (1983) on käsitellyt kaikkia mainittuja alkeistapauksia ja johtanut lausekkeet varastoaltaan käyttäytymiselle erilaisten lähtöoletusten vallitessa.

Homogeeninen riippumaton tapaus. Oletetaan, että peräkkäiset tulovirtaamat ovat toisistaan riippumattomia satunnaissuureita. Oletetaan lisäksi, että juoksumäärä on kaikkina jaksoina 1 yksikön suuruinen ja että varastoaltaan tilavuus on 2 yksikköä. Tulovirtaamien oletetaan jakautuvan kuvan 13—6 mukaisesti.

Siirtomatriisilla esitetään, millä todennäköisyydellä eri lopputilat saavutetaan kustakin alkutilasta lähtemällä.

Jos tulovirtaama tapahtuu jakson alussa ja menovirtaama jakson lopussa, saadaan mainituilla lähtöoletuksilla siirtomatriisiksi:

Lopputila	Alkutila		
	0	1	2
0	$\frac{1}{5} + \frac{2}{5}$	$\frac{1}{5}$	0
1	$\frac{1}{5} + \frac{1}{5}$	$\frac{2}{5} + \frac{1}{5} + \frac{1}{5}$	0
2	0	0	0



Kuva 13—6. Stokastisen varastoteorian esimerkkitapauksen tulovirtaamien jakautuminen.

Siirtomatriisi osoittaa, ettei esimerkin allasta saada koskaan täyttymään.

Otetaan alaan alkutilaksi tilanne, jossa alas on tyhjä. Koska siirtomatriisi ilmaisee ehdollisen todennäköisyyden, saadaan lopputilan todennäköisyys, kun alkutilan todennäköisyysvektori kerrotaan siirtomatriisilla. Ensimmäisen jakson lopputilanteen todennäköisyysmatriisiksi saadaan:

$$\begin{pmatrix} 0,6 & 0,2 \\ 0,4 & 0,8 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0,6 \\ 0,4 \end{pmatrix}$$

Toisen jakson lopputilanteen todennäköisyydet saadaan vastaavasti:

$$\begin{pmatrix} 0,6 & 0,2 \\ 0,4 & 0,8 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0,6 \\ 0,4 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0,44 \\ 0,66 \end{pmatrix}$$

Kun laskentaa jatketaan havaitaan, että ratkaisu alkaa lähestyä stationääristä tilannetta, joka on lisäksi riippumaton valitusta alkutilanteesta. Niinpä kahdeksannesta jaksosta alkaen lopputilan todennäköisyydet on:

$$\begin{pmatrix} 0,33 \\ 0,67 \end{pmatrix}$$

Todennäköisyys varaston tyhjentymiseen on siis 1/3 minä tahansa jaksossa.

Edellä ajateltiin, että tulovirtaama ja menovirtaama tapahtuvat eri aikaan. Jos tulo- ja menovirtaaman sallitaan sattua samanaikaisesti, saadaan siirtomatriisi muotoon:

Lopputila	Alkutila		
	0	1	2
0	$\frac{1}{5} + \frac{2}{5}$	$\frac{1}{5}$	0
1	$\frac{1}{5}$	$\frac{2}{5}$	$\frac{1}{5}$
2	$\frac{1}{5}$	$\frac{1}{5} + \frac{1}{5}$	$\frac{2}{5} + \frac{1}{5} + \frac{1}{5}$

Kun tällä siirtomatriisilla kerrotaan alkutilan vektori ja prosessia jatketaan edellä kuvatualla tavalla, saadaan altaan tilan todennäköisyyksiksi stationäärisessä tilanteessa: tyhjä 0,13, yksikkö vettä 0,25, täynnä 0,62.

Stationäärinen tila saadaan lasketuksi edellä kuvatun menettelytavan ohella joko korottamalla siirtomatriisin neliö riittävän korkeaan potenssiin tai käyttämällä hyväksi sitä, että eri tilojen todennäköisyyksien summa = 1 ja että stationäärisessä tilanteessa peräkkäisten jakojen lopputilat ovat samat. Viimeksi käsitellyn siirtomatriisin tapauksessa yhtälöt saavat muodon:

$$0,6P_0 + 0,2P_1 + 0P_2 = P_0$$

$$0,2P_0 + 0,4P_1 + 0,8P_2 = P_1$$

$$0,2P_0 + 0,4P_1 + 0,8P_2 = P_2$$

Jos joku yhtälöistä korvataan lausekkeella $P_0 + P_1 + P_2 = 1$, saadaan ratkaisuksi $P_0 = 0,125$, $P_1 = 0,250$, $P_2 = 0,625$.

Gouldin menetelmä. Gould (1964) sovelsi samaan aikaan tapahtuvan tulo- ja menovirtaaman mallia vuosiarvoihin, mutta käsitteli vuoden sisäisiä tapahtumia simuloimalla. Laskelmat suoritetaan seuraavassa järjestyksessä:

1. Määrätään tavoitejuoksutus vuoden eri jaksoille.
2. Määrätään varaston tyhjentymiselle sallittu todennäköisyys.
3. Arvataan ensimmäiseksi varastotilavuudeksi S_1 .
4. Konstruoidaan siirtomatriisi edellä kuvatualla tavalla. Jaetaan varaston tilavuus N :ään vyöhykkeeseen.
5. Sovelletaan kunkin vuoden sisällä vesitaseyhtälöä. Laskelma suoritetaan jokaisesta alkutilasta lähtemällä. Alku- ja lopputilat taulukoidaan. Myös vuoden sisällä tapahtuneet varaston tyhjenemiset kirjataan ylös. Kun laskelmat on suoritettu, tuloksena on $M \times N$ -matriisi (M vuotta, N vyöhykettä).

6. Jaetaan matriisin pystyrit M :llä, jolloin päästään todennäköisyyksiin ja saadaan siirtomatriisi, joka ilmaisee varaston lopputilan todennäköisyyden eri alkutiloilla.
7. Vaiheessa 5 esiintulleiden tietojen perusteella laaditaan todennäköisyysvektori varaston tyhjenemiselle katsomalla, kuinka monena jaksena varastotila on mennyt tyhjäksi kullakin alkutilalla.
8. Lasketaan stationäärisen tilan vektori.
9. Kerrotaan vaiheessa 7 saaduilla tyhjenemisen todennäköisyyksillä vaiheessa 8 saatu tietyn vyöhykkeen todennäköisyysarvo. Näin saadut tulot yhteenlaskemalla saadaan estimaatti varaston tyhjentymisen todennäköisyydelle minä tahansa vuonna.
10. Mikäli saatu todennäköisyys eroaa vaiheessa 2 määrätystä mitoitustodennäköisyydestä, valitaan uusi arvo S_2 altaan varastotilavuudelle ja laskelma toistetaan.

Gouldin menetelmä on siis kaksitasoinen. Siinä ylemmällä tasolla transiitot tapahtuvat koko vuoden ylitse, jolloin kyseessä on homogeeninen riippumaton tapaus. Alemmalla tasolla kukin vuosi otetaan tarkempaan käsittelyyn ja kausittaisuus sekä tulovirtaaman korrelointi otetaan huomioon.

Mikäli vuosivalumat eivät ole riippumattomia, Gouldin menetelmällä saatu tulos vääristyy ja sitä tulee korjata (kuva 13—7).

13.5 Tulva-altaan mitoitus

Tulvan torjuntaan käytettävän altaan mitoituksen suorittamiseen ei riitä ylivirtaaman tunteminen, vaan on tunnettava koko tulvatapahduma. Veden riittävyyden varmistamiseen tähtäävän altaan ja tulva-altaan mitoituksen ero on taas siinä, että ensinmainitussa tapauksessa tarvitaan koko virtaamasarja, kun taas tulva-altaan mitoituksessa tarkastellaan vain tulvatilanteita. Eri tulvatapahtumien oletetaan yleensä olevan ajallisesti siksi kaukana toisistaan, että varastotila ennätetään välillä tyhjentää.

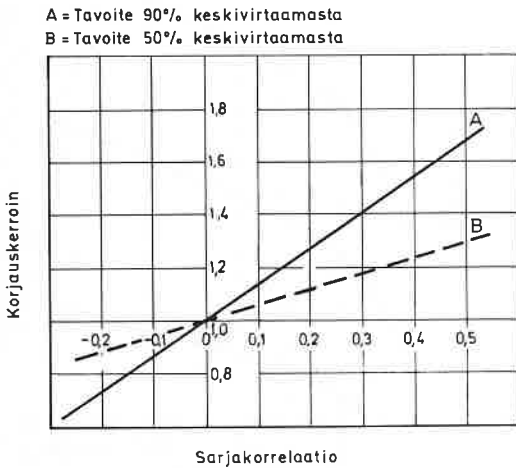
Tulva-allas voi olla joko luukuilla säädettävissä tai menovirtaama voi riippua altaan vedenpinnan korkeudesta.

Mikäli mitoitustulvakumpu saadaan määritetyksi, on altaan mitoitus vesitaseyhtälöä käyttäen yksinkertaista.

Esimerkki. Tulvan alkaessa on vesi korkeudella 100,00 m. Menovirtaama saa olla korkeintaan

Taulukko 13—2. Esimerkki laskelmien etenemisestä vesitaseyhtälöä käytettäessä

Aika d	Δt d	Keskim. Q $m^3 s^{-1}$	Jakson ΣQ $1000 m^3$	Arvio W jakson lopussa m	Keskim. Q _{meno} $m^3 s^{-1}$	Jakson ΣQ_{meno} $1000 m^3$	Varaston lisäys $1000 m^3$	Varasto lopussa $1000 m^3$	W jakson lopussa m
0				100,00				10 000	
0—1	1	3,0	260	100,05	0,2	20	240	10 240	100,05
1—2	1	11,0	950	100,20	1,0	90	860	11 000	100,20
2—3	1	27,5	2 380	100,60	3,0	260	2 120	13 120	100,60
3—4	1	29,0	2 510	100,80	7,0	600	1 905	15 030	100,90
				100,85	7,5	650	1 860	14 980	100,85
4—5	1	18,0	1 555	100,95	13,0	1 125	430	15 400	100,95
5—6	1	10,0	860	100,90	14,0	1 210	-350	15 050	100,90



Kuva 13—7. Vuosivaluntojen sarjakorrelaatiosta riippuva varastotilavuuden korjaustekijä.

15 $m^3 s^{-1}$. Kuinka menovirtaama käyttäytyy ja kuinka korkealle vesi altaassa nousee?

Ratkaisu perustetaan vesitaseyhtälöön

$$(Q_t - Q'_t) \Delta t = S_{i+1} + S_i$$

jossa

Q_t = tulovirtaama

Q'_t = menovirtaama

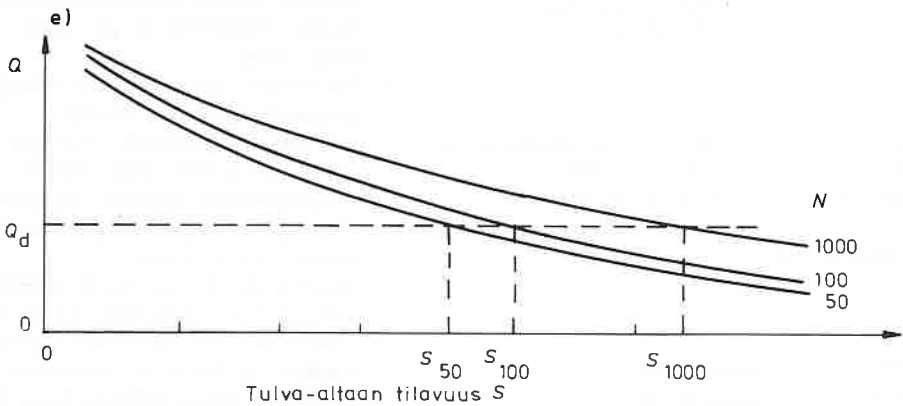
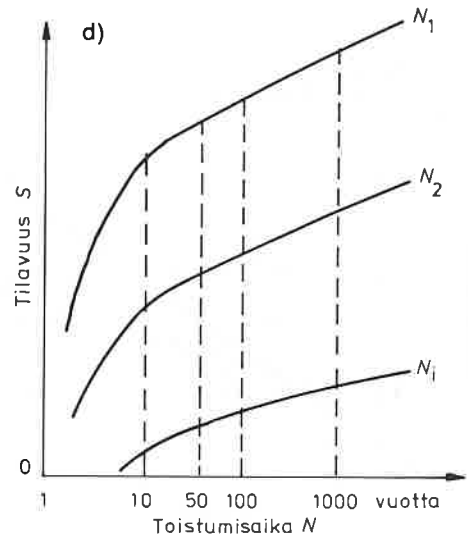
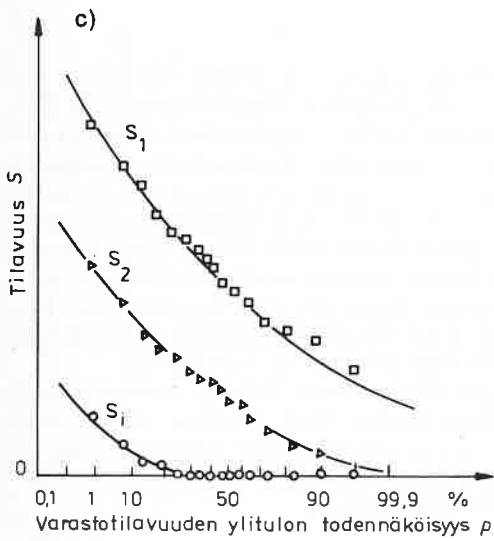
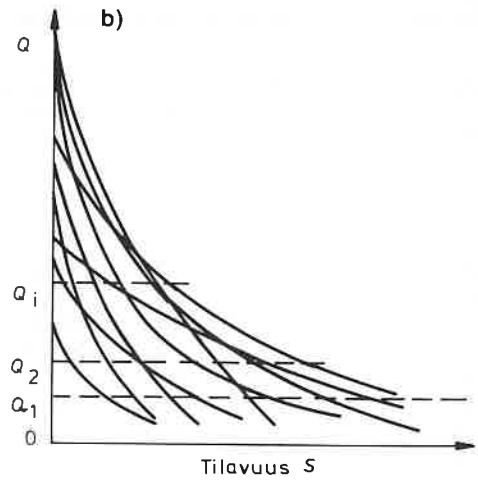
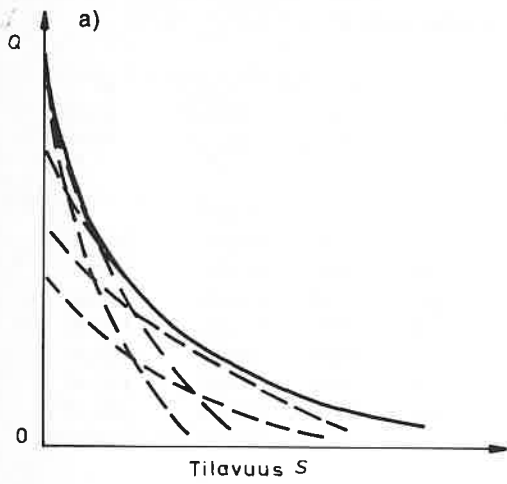
Δt = aika-askel

S_{i+1}, S_i = varaston suuruus ajanhetkillä $i + 1$ ja i

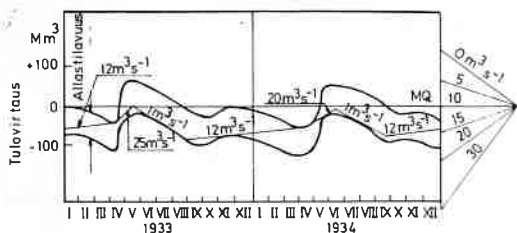
Ratkaisu haetaan arvaamalla vedenpinnan korkeus jakson lopussa. Menovirtaaman arvo lasketaan jakson alun ja lopun vedenkorkeuden keskiarvon perusteella. Vesitaseyhtälön perusteella lasketaan varastolle arvo jakson lopussa ja kun tämä muunnetaan vedenkorkeudeksi, voidaan alkuarvauksen oikeellisuus todeta. Mikäli arvaus on ollut väärä, arvataan uudelleen ja laskentaa toistetaan niin kauan, että oikea arvo löydetään. Kuuden ensimmäisen vuorokauden osalta laskenta voisi edetä taulukon 13—2 mukaisesti.

Jos tulva-altaaseen halutaan varastoida keskimäärin kerran N :ssä vuodessa sattuva tulvakumpu ja sitä pienemmät tulvavesimäärät, voidaan käyttää seuraavaa Klemešin (1973) esittämää menettelytapaa:

1. Kunkin vuoden kaikista tulvakummuista piirretään varastokäyrät ja näille verhokäyrä, kuva 13—8a.
2. Eri vuosien (n -vuotta) verhokäyrät piirretään samaan kuvaan, kuva 13—8b.
3. Leikataan verhokäyriä virtaamien arvoilla $Q_1, Q_2, \dots, Q_n$. Käyttämällä sopivaa todennäköisyysjakautumaa tehdään vastaavien varastotilavuuksien $S_1, S_2, \dots, S_n$ todennäköisyyksille analyysi, kuva 13—8c.
4. Muunnetaan kuvan 13—8c käyrät toistumisaikoja kuvaaviksi käyriksi, kuva 13—8d.
5. Toistumisaikoja kuvaavien käyrien pystyleikkaukset määrittävät virtaaman ja varastotilavuuden väliset suhteet, kuva 13—8e. Näin saatujen käyrien avulla saadaan määritetyksi varastotilavuus, jota käyttämällä menovirtaama ei ylitä mitoitusvirtaaman arvoa Q_d .



Kuva 13—8. Periaate-esitys tulva-altaan mitoittamisesta Klemešin (1973) esittämällä tavalla. Selostus tekstissä.



Kuva 13—9. Juoksutuksen suuruuden määrittäminen summakäyrän avulla (Muotiala ja Peltola 1963).

13.6 Monikäyttöaltaan säännöstely

Järven säännöstelyllä tähdätään tilanteeseen, jossa virtaaman ja vedenkorkeuden yhteenlaskettu hyöty saavuttaa maksimin. Kun eri intressit saattavat olla voimakkaasti vastakkaisia ja kun läheskään kaikkia vaikutuksia ei voida mitata rahassa, on mahdollisimman edullisen tilanteen hakeminen monesti hankalaa.

1960-luvulle asti säännöstely- ja järjestelyhankkeet palvelivat yleensä joko voimataloutta tai ranta-alueiden kuivatusta. Säännöstelylaskelmien osalta ne olivat tuolloin ongelmattomia.

Järjestely-yrityksessä valittiin lasku-uoman perkauksen tai pohjapadon muoto ja järven vedenkorkeudet ja menovirtaamat laskettiin näin muodostuneiden purkautumisolojen perusteella vesitaseyhtälöä käyttäen. Laskelmia varten valittiin yleensä kolme vuotta, joiden tuli käsittää ns. kuivan, normaalin ja märän vuoden hydrologiset olosuhteet. Tarpeen mukaan lasku-uoman muotoilua muutettiin ja laskelmat toistettiin, kunnes vedenkorkeudet ja menovirtaamat voitiin hyväksyä.

Voimataloutta palvelevan säännöstelyn hydrologinen suunnittelu suoritettiin yleensä tulovirtaaman keskiarvosta poikkeamisen summakäyrää käyttämällä seuraavasti:

Tulovirtaaman summaviivan alapuolelle, altaan käytettävissä olevan tilavuuden etäisyydelle piirretään viiva (kuva 13—9). Juoksutusta kuvaavan viivan tulee pysyä näiden kahden viivan välissä. Juoksutusohje, jota noudattamalla kyseisiä rajoja ei ylitetä, saadaan kokeilemalla.

Kuvatuilla laskentatavoilla ei haeta todellista optimia vaan jotakin hyväksyttävistä vaihtoehdoista. Summaviivamenetelmällä voidaan tosin päästä optimijuoksutuksiin tilanteessa, jossa menovirtaaman hyöty riippuu lineaarisesti vain itse menovirtaamasta, tulovirtaama tunnetaan ja vedenkorkeus saa vapaasti vaihdella määrättyjen ylä- ja alarajojen välissä.

Tietokoneet mahdollistavat tätä nykyä vesitaseyhtälön ratkaisun siksi helposti, ettei laskentaa tarvitse työmäärän takia enää rajoittaa vain kolmen vuoden ja muutaman vaihtoehdon tarkasteluun. Laskelmat voidaan perustaa kaikkeen käytettävissä olevaan tietoon järven tulovirtaamasta ja erilaisia juoksutusohjeita voidaan kokeilla siksi monia, että käytännössä — joskaan ei teoriassa — päästään optimisäännöstelyyn.

Matemaattisen optimoinnin menetelmät antavat tulokseksi myös teoreettisessa katsannossa moitteettoman optimin. Matemaattisen optimoinnin lajeista yleisimmin käytettyjä ovat lineaarinen ja dynaaminen optimointi.

Optimointimenetelmien soveltaminen säännöstelyyn tarkoittaa ensinnäkin sitä, että säännöstelyongelma puetaan matemaattisen mallin muotoon. Matemaattinen malli muodostuu päätösmuuttujasta eli juoksutuksesta, tilamuuttujasta eli vedenkorkeudesta, stokastisesta parametrsta eli tulovirtaamasta ja fysikaalisesta vakiosta eli altaan pinta-alasta. Päätösmuuttuja on kontrolloitava parametri. Sen saamat arvot vaikuttavat tilamuuttujan arvoihin. Suunnittelun tavoitteet ilmoitetaan kohdefunktiolla, joka riippuu päätösmuuttujan saamista arvoista.

Matemaattiseen optimointiin kuuluvat keskeisesti muuttujille asetetut rajoitukset. Optimia haettaessa vain sellaiset muuttujien arvojen yhdistelmät hyväksytään, jotka täyttävät kaikki muuttujille asetetut rajoitukset. Nämä vaatimukset ovat todellisuuden sanelemat ja ne aiheutuvat mm. vedenkorkeudelle ja menovirtaamalle sallituista vaihteluista.

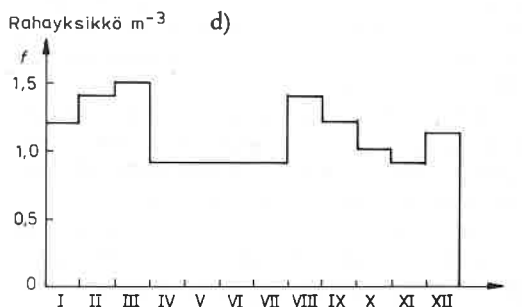
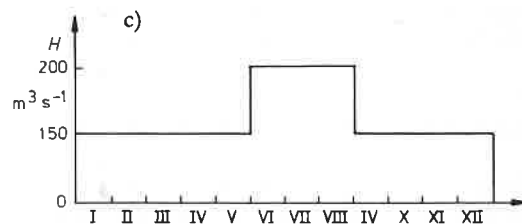
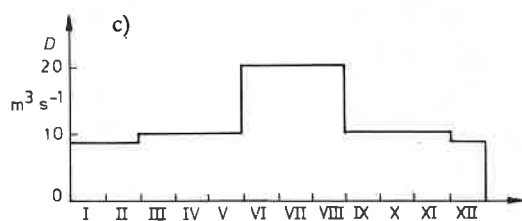
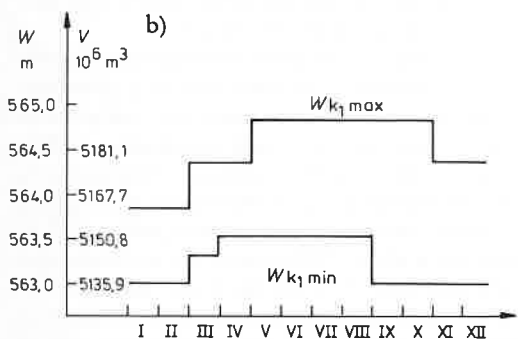
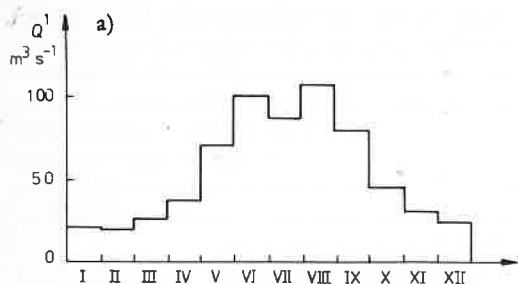
Lineaarisessa optimoinnissa kohdefunktion on oltava päätösmuuttujien lineaarinen funktio ja rajoitukset on voitava pukea lineaaristen epähtälöiden muotoon. Lineaarinen optimointi on varsin hyvin hallittu optimointimenetelmä. Yleensä kaikissa tietokoneissa on valmiina kirjasto-ohjelmat, jotka pystyvät käsittelemään suuren joukon muuttujia ja rajoitusepähtälöitä.

Lineaarisen optimoinnin tehtävä on siis seuraava:

$$\text{Maksimoi } f = c_1x_1 + c_2x_2 + \dots + c_nx_n \quad (13-9)$$

$$\begin{aligned} \text{rajoituksin } & a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + \dots + a_{1n}x_n \leq b_1 \\ & a_{21}x_1 + a_{22}x_2 + \dots + a_{2n}x_n \leq b_2 \\ & \vdots \\ & a_{m1}x_1 + a_{m2}x_2 + \dots + a_{mn}x_n \leq b_m \end{aligned}$$

Luvut $x_1, \dots, x_n$ ovat päätösmuuttujia, f on kohdefunktio, c_i , a_{ij} ja b_i ovat kertoimia.



Kuva 13—10. Lineaarisen optimoinnin esimerkissä käytetyt lähtötiedot: a) tulovirtaamat, b) vedenkorkeudelle asetetut rajoitukset, c) menovirtaamalle asetetut rajoitukset, d) energian hinta.

Lineaarinen optimointi soveltuu käytännössä puhtaan voimataloussäännöstelyn suorittamiseen, jos tulovirtaama tunnetaan ja muiden käyttömuotojen vaatimukset voidaan ottaa huomioon rajoitusten avulla.

Tällaisessa tapauksessa ongelma voidaan pukea lineaarisen optimoinnin muotoon seuraavasti (Spreafico 1977).

Vuoden eri kuukausien tulovirtaamat ovat kuvan 13—10a, vedenkorkeuden ylä- ja alarajat kuvan 13—10b ja juoksutukselle asetetut rajoitukset kuvaan 13—10c mukaiset. Vesivoiman tuottaman energian hinta vaihtelee kuukausittain kuvan 13—10d mukaisesti.

Lineaarisen optimoinnin tehtävä kuuluu:

Maksimoi $f = F_1 Q'_1 + F_2 Q'_2 + \dots + F_{12} Q'_{12} =$

$$\sum_{k=1}^{12} F_k Q'_k$$

Rajoituksin $\sum_{k=1}^{12} Q'_k \leq \sum_{k=1}^{12} Q_k + S_o - W_{k, \min}$

$$S_o + \sum_{k=1}^{12} Q_k - \sum_{k=1}^{12} Q'_k \leq W_{k, \max}$$

$$Q'_k \geq D_k$$

$$Q'_k \leq H_k$$

missä

Q_k = kuukauden k tulovirtaama

S_o = varastotilavuus alkuhetkellä
(= $5,16 \cdot 10^9 \text{ m}^3$)

$W_{k, \max}$ = ylin sallittu kuukauden k vedenkorkeus

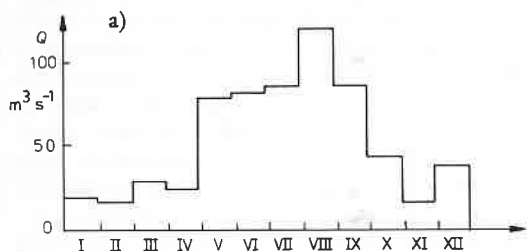
$W_{k, \min}$ = alin sallittu kuukauden k vedenkorkeus

Q'_k = kuukauden k juoksutus

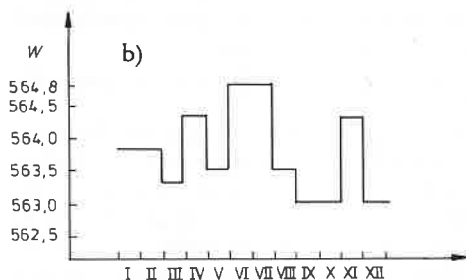
D_k = alin sallittu kuukauden k juoksutus

H_k = ylin sallittu kuukauden k juoksutus

F_k = kuukauden k aikana tuotetun energian hinta.



Kuva 13—11. Lineaarisen optimoinnin esimerkissä saadut tulokset: a) optimaaliset juoksutukset,



b) optimaaliset vedenkorkeudet.

Näin muotoillun ongelman ratkaiseminen käy helposti jotakin lineaarisen ohjelmoinnin kirjasto-ohjelmaa käyttäen. Optimaaliset kuukausijuoksutukset ja -vedenkorkeudet käyvät ilmi kuvasta 13—11. Kohdefunktio saa tällä ratkaisulla arvon $1884 \cdot 10^6$ rahayksikköä.

Dynaaminen optimointi (tai ohjelmointi) on ratkaisumenetelmä, joka on kehitetty erityisesti moniasteisten päätöksentekoprosessien ratkaisuun. Malliesimerkki dynaamisen optimoinnin sovellutuksesta on järviältä säännöstely, jolloin tietyin väliajoin joudutaan ratkaisemaan juoksutuksen suuruus.

Yleensä optimointimenetelmissä tilamuuttujat lausutaan päätösmuuttujien avulla ja lausekkeet sijoitetaan kohdefunktioon ja rajoitusehtoihin. Tilamuuttujat eliminoidut näin kokonaan ja ongelma saadaan puettua standardimuotoon:

maksimoi $f(x_1, \dots, x_n)$

$$\text{rajoituksin } \begin{cases} g_1(x_1, \dots, x_n) \leq 0 \\ \vdots \\ g_m(x_1, \dots, x_n) \leq 0 \end{cases} \quad (13-10)$$

Dynaaminen optimointi on tästä säännöstä poikkeus. Siinä tilamuuttujat ovat eksplisiittisesti mukana ratkaisun kaikissa vaiheissa.

Merkitään juoksutusta Q' (pätösmuuttuja) ja altaan vedenkorkeutta W (tilamuuttuja). Toimintajaksoja, joille säännöstely on suunniteltava on n kappaletta. Vedenkorkeuden arvo ensimmäisen toimintajakson alussa on W_0 ja vedenkorkeuden arvo n :n jakson lopussa määräytyy sen arvosta po. jakson alussa, W_{k-1} sekä tämän jakson alussa valitusta juoksutuksesta, Q'_{k-1} :

$$W_k = f_k(Q'_{k-1}, W_{k-1}), k = 1, \dots, n.$$

Kullakin jaksolla on oma kohdefunktionensa $F_k(Q_{k-1}, W_k)$ ja koko tehtävän kohdefunktio on jaksojen kohdefunktioiden summa:

$$F = \sum_{k=1}^n F_k(Q'_{k-1}, W_k)$$

Kullakin jaksolla sekä juoksutuksen että vedenkorkeuden on pysyttävä tiettyjen rajoitusten sisällä, joten säännöstelyongelma voidaan dynaamisista optimointia käytettäessä lausua seuraavasti:

$$\text{maksimoi } F = \sum_{k=1}^n F_k(Q'_{k-1}, W_k)$$

$$\text{rajoituksin } \begin{cases} Q'_{k-1} \in q_{k-1} \\ W_k \in w_k \end{cases} \quad k = 1, \dots, n$$

kun W_0 tunnetaan ja

$$W_k = f_k(Q'_{k-1}, b_{k-1})$$

Ratkaisu haetaan lähtemällä liikkeelle lopusta päin. Yksityiskohtaisen selostuksen ratkaisun hakemisesta ovat esittäneet mm. Heikkilä ym. (1975).

Edellä kuvatussa tapauksessa on kysymys ns. deterministisestä optimoinnista, sillä tulovirtaaman arvo oletetaan täydelle tunnetuksi.

Juoksutussäännön haku stokastisen optimoinnin tapauksessa, jossa vain tulovirtaaman todennäköisyysjakauma voidaan katsoa tunnetuksi, tapahtuu esim. seuraavasti (Vakkilainen ym. 1982):

Laskelman lähtötietoina tarvitaan:

- jaksojen lukumäärä n ja jaksojen pituudet $z(k)$; $k = 1, \dots, n$
- vedenkorkeuden ylä- ja alarajat $W(k)_{\max}$ ja $W(k)_{\min}$ jaksoittain
- juoksutusten ylä- ja alarajat $Q'(k)_{\max}$ ja $Q'(k)_{\min}$

- kohdefunktion arvo jaksottain vedenkorkeuden ja virtaaman funktiona.
- tulovirtaaman todennäköisyysjakautumat jaksottain.

Viimeisen jakson alku- ja loppuvedenkorkeuksien vaihteluväli diskretoidaan siten, että saadaan m tasavälein sijaitsevaa vedenkorkeusarvoa jakson alussa $W_a(k, i)$ ja jakson lopussa $W_l(k, j)$. Lasketaan kutakin alkuvedenkorkeutta, loppuvedenkorkeutta ja tulovirtaamaluokkaa vastaava juoksutus vesitaseyhtälöä käyttäen.

Jaksoittain määritetyistä kohdefunktion arvoista lasketaan kunkin vedenkorkeusparin ja vastaavien juoksutusten hyöty:

$$F_k = F_k(Q) + F_k(\bar{W}_k)$$

jossa

$E_k(Q)$ = juoksutuksesta koituva hyöty jakson k aikana

$E_k(\bar{W}_k)$ = vedenkorkeudesta koituva hyöty jakson k aikana. $\bar{W}_k$ lasketaan alku- ja loppuvedenkorkeuden keskiarvona.

Seuraavaksi haetaan kutakin alkuvedenkorkeutta ja tulovirtaamaluokkaa vastaavat edullisimmat juoksutukset. Nämä tiedot talletetaan ja siirrytään edelliseen jaksoon, jossa menetellään vastaavalla tavoin. Edullisimpia juoksutusarvoja määritettäessä mukaan otetaan nyt myös viimeiselle jaksolle laskettu hyödyn odotusarvo. Näin edetään ensimmäiseen jaksoon asti ja etsitään kullakin jaksolla kutakin alkuvedenkorkeutta ja tulovirtaamaa vastaava paras juoksutus siten, että jakson hyöty lisättynä vastaavilla seuraavien jaksosten hyötyjen odotusarvoilla saa maksiminsa.

Näin saadaan muodostetuksi juoksutuksen ohjetaulukko, josta voidaan nähdä kutakin alkuvedenkorkeutta ja tulovirtaamaa vastaava loppuvedenkorkeus, joka tuottaa suurimman hyödyn. Optimijuoksutus voidaan tällöin määrittää vesitaseyhtälön avulla.

Lineaariseen optimointiin verrattuna dynaaminen optimointi on säännöstelyä suunniteltaessa ja hoidettaessa käyttökelpoisempi tapa, sillä laskenta ei edellytä kohdefunktiolta tai rajoitusehdoilta lineaarisuutta.