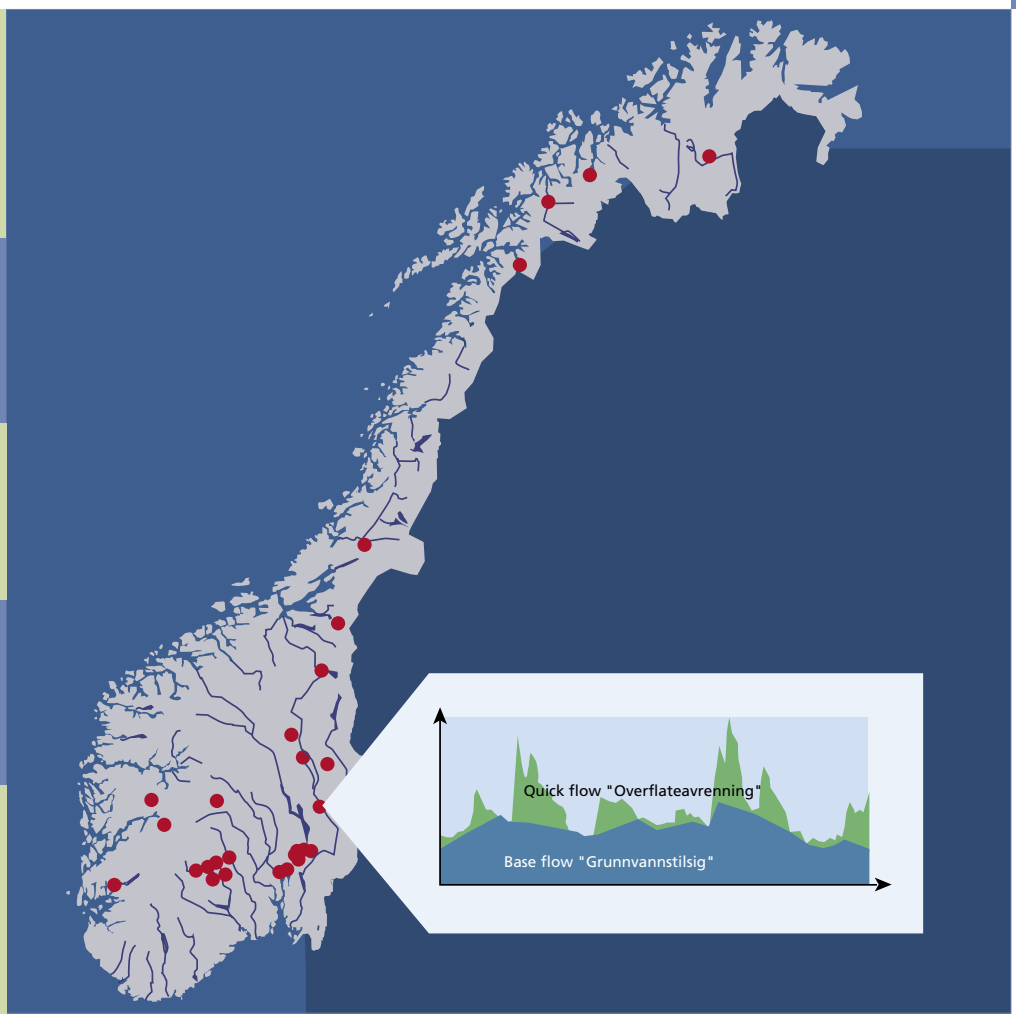
Elv og grunnvann

Estimering av grunnvannsbidrag til det totale avløpet ved hydrogramseparering

Wai Kwok Wong, NVE
Hervé Colleuille, NVE

5
2005

RAPPORT MILJØBASERT VANNFØRING



FoU-programmet Miljøbasert vannføring

Programmet Miljøbasert vannføring har som mål å skaffe økt kunnskap om virkninger av sterkt redusert vannføring i vassdrag, slik at forvaltningen får et bedre faglig grunnlag for å fastsette vannføringen ved inngrep i vassdrag. Dette er aktuelt i forbindelse med nye vassdragskonsesjoner, revisjon av vilkår i gamle konsesjoner og som følge av den nye vannressursloven og EUs rammedirektiv for vann. Programmet finansieres av Olje- og energidepartementet og er forankret i Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE).

Programmets fase I har en tidsramme på fem år (2001-2005). Programmet er organisert med en styringsgruppe, bestående av representanter fra NVE med lederansvar, energibransjen, naturforvaltningen og interesseorganisasjoner, og et fagutvalg der ulike fagområder er representert. Den daglige ledelse og administrasjon av programmet er knyttet til Vannressursavdelingen i NVE.

Elv og grunnvann

Estimering av grunnvannsbidrag til det totale avløpet ved hydrogramseparering

Norges vassdrags- og energidirektorat
2005

Rapport nr. 5 - 2005

Elv og grunnvann
Estimering av grunnvannsbidrag til det totale avløpet ved hydrogramseparering

Utgitt av: Norges vassdrags- og energidirektorat

Forfattere: Wai Kwok Wong og Hervé Colleuille,
Norges vassdrags- og energidirektorat

Trykk: NVEs hustrykkeri
Forsidefoto: Wai Kwok Wong

ISSN: 1502-234X
ISBN: 82-4100560-1

Sammendrag: Hovedformålet med dette prosjektet har vært å belyse hvor viktig grunnvannsbidraget generelt er for avløpet i et vassdrag. En algoritme basert på Tomaszewski (2004) er benyttet til å kvantifisere denne størrelsen vha. daglige vannføringsdata. Et utvalg av 25 målestasjoner er analysert for å teste metodens robusthet og anvendbarhet. Resultater viser at grunnvann kan utgjøre 40-100% av det totale avløpet i lavvvannsperioder om vinteren og/eller sensommeren. Selv i snøsmelte- og flom-perioder, er det betydelig mengde grunnvann som strømmer ut i vassdraget. Estimatene er best egnet som et gjennomsnitt for hele nedbørfeltet og for uregulerte vassdrag. I forbindelse med fastsettelse av minstevannføring, er det nyttig å ta hensyn til grunnvannsbidraget.

Emneord: Base flow, grunnvannsbidrag, grunnvannsdannelse, hydrogramseparering.

Norges vassdrags- og energidirektorat
Middelthuns gate 29
Postboks 5091 Majorstua
0301 OSLO

Telefon: 22 95 95 95
Telefaks: 22 95 90 00
Internett: www.nve.no

September 2005

Innhold

Forord 5

Forfatternes takk 6

Sammendrag 7

1 Innledning 8

2 Metodikk 9

2.1 Definisjon 9

2.2 Metoder 10

2.2.1 Grafisk tilnærming 11

2.2.2 Filtertilnærming 11

2.2.3 Analytisk tilnærming 12

2.2.4 Geokjemisk tilnærming 12

2.3 Valg av metode 12

2.4 BF-G metoden 13

2.5 Valg av stasjoner 13

2.6 Analyse og tolkning 16

3 Resultater 18

3.1 Glommavassdraget, nord for Elverum 18

3.2 Glommavassdraget ved Leira (Gardermoen) 21

3.3 Oslo og Akershus 23

3.4 Rogaland og Hordaland 24

3.5 Buskerud og Telemark 26

3.6 Nord-Trøndelag 28

3.7 Troms og Finnmark 30

3.8 Årlig- og sesongestimat av grunnvannsbidrag 33

3.9 Grunnvannsdannelse 43

4 Diskusjon 45

5 Konklusjon 52

6 Referanser 53

7 Vedlegg 56

Forord

FoU-programmet Miljøbasert vannføring har som mål å forbedre kunnskaps-grunnlaget for å kunne fastsette vannføring etter inngrep som reduserer den naturlige vannføringen. En av problemstillingene er å avklare betydningen av samspillet mellom grunnvann og elvevann for økosystemet.

I den første delen av prosjektet ble det valgt å analysere to ulike typer vassdrag: et stort vassdrag med stor sedimentering på Østlandet (Glomma), og et lite regulert vassdrag på Vestlandet (Osa). Resultatene av disse undersøkelser er publisert i en rapportserie som består av fire rapporter (Colleuille et al., 2004 a,b,c; Misund et al., 2005). Disse rapporter viser bl.a. hvordan grunnvannsmodeller kan brukes for å kvantifisere og forutsi effekt av vassdragsregulering og redusert vannføring på grunnvann, samt effekten av grunnvannsuttak på vannføring. Dette arbeidet har gitt oss en betydelig bedre forståelse av de fysiske prosessene som styrer interaksjon mellom grunnvann og elvevann i norske vassdrag.

Mesteparten av vannet i norske elver stammer fra grunnvann, noe som er vesentlig for vannkvalitet, vanntemperatur og ferskvannsorganismer. Det finnes imidlertid lokale forskjeller som skyldes klimatiske, geologiske og topografiske forholdene. I den andre delen av arbeidet er det derfor satt fokus på å utvikle en enkel metode for å kvantifisere andel grunnvann i et vassdrag. Idéen bak dette er at vassdrag med større andel av grunnvannsbidrag vil tåle lavere minstevannføring enn vassdrag med lav andel grunnvann.

Oslo, september 2005

Haavard Østhagen
leder styringsgruppe

John Brittain
programleder

Forfatternes takk

Stein Beldring, Panagiotis Dimakis, Hege Hisdal, Lars-Evan Pettersson (NVE, Hydrologisk avdeling) og Lena Tallaksen (Universitetet i Oslo) har bidratt i dette prosjektet gjennom faglige diskusjoner. Forfatterne vil benytte denne anledningen til å takke dem.

Sammendrag

Kunnskapen om grunnvannsbidrag til avløp er viktig i vannressursforvaltning og planlegging. En måte å identifisere og kvantifisere dette bidraget er gjennom hydrogramseparering. Metoden forutsetter at avløpet kan dekomponeres i to ulike deler, den raske overflateavrenning og den langsomme utstrømning av vann fra ulike lagringsmagasiner, ofte kalt basisstrømning (base flow).

Hvis man antar at vannet som stammer fra andre lagringsmagasiner som for eksempel innsjøer, myrer og snø er liten i forhold til grunnvannsbidraget, noe som er tilfellet i de fleste uregulerte vassdragene uten breer i Norge, kan basisstrømning i sin helhet ansees som grunnvann. Gjennom estimering av basisstrømning, kan også den årlige grunnvannsdannelsen kvantifiseres.

Hovedformålet med dette prosjektet er å utvikle en metode som kan benyttes til å estimere størrelse på grunnvannsbidrag til det totale avløpet. Metoden skal være enkel, robust og automatisert slik at den kan anvendes over hele landet. Hensikten er å synliggjøre grunnvannets betydning, særlig i lavvann- og tørkesituasjoner.

En algoritme basert på Tomaszewski (2004) for å separere basisstrømning fra det totale avløpet er benyttet. Et utvalg av 25 målestasjoner som er tilknyttet ulike delprosjekter i programmet ”Miljøbasert vannføring” og andre av NVEs FoU-program er analysert for å teste metodens robusthet og anvendbarhet.

Basisstrømning som beregnes i denne rapporten er ment som et gjennomsnitt for hele nedbørfeltet. Det grunnvannet som metoden estimerer er grunnvann med lang oppholdstid, dvs. stabil temperatur og kjemiske karakteristika. Resultater viser at for de fleste stasjonene utgjør grunnvann mer enn 85 % av det totale avløpet i vinter-perioden. Dette tilsvarer 200-1300 m^3/døgn/km^2 (0,2-1,3 mm/døgn). Selv i snø-smeltings- og flomperioder, er grunnvannsbidraget ikke neglisjerbart. Grunnvanns-bidrag kan faktisk være større enn i vinterperioden, fra 400 m^3/døgn/km^2 og opp til 11000 m^3/døgn/km^2 (mellom 0,4 og 11,1 mm/døgn) i løpet av den relativt korte flomperioden.

Resultatene også viser at det dannes gjennomsnittlig 300-400 mm grunnvann hvert år mens mesteparten av landet har en årsmiddelnedbør på 800-1200 mm. Unntaket er stasjoner på Vestlandet. Der er den årlige grunnvannsdannelsen vesentlig større, ca. 1000-1700 mm, mens den årlige nedbøren ligger et sted mellom 1200 og 3000 mm.

Siden grunnvann spiller en så sentral rolle i vannføringen i et vassdrag, spesielt i lavvannsperioder, er det viktig at grunnvannstilsiget også tas hensyn til når en minstevannføring skal fastsettes. Dessuten er slik informasjon viktig ved evaluering av grunnvannsressursenes kvantitative status samt ved sårbarhetsvurdering av et vassdrag med hensyn til tørke, grunnvannsuttak og reguleringer.

1 Innledning

Hovedformålet med prosjektet er å utvikle en metode som kan benyttes til å estimere størrelse på grunnvannsbidrag i det totale avløpet. Metoden skal være enkel, robust og automatisk, slik at den kan anvendes over hele landet. Hensikten er å synliggjøre grunnvannets betydning, særlig i lavvann- og tørkesituasjoner. I alt 25 utvalgte målestasjoner som er tilknyttet ulike delprosjekter i programmet "Miljøbasert vannføring" og andre av NVEs FoU-program er analysert.

Minstevannføring bør fastsettes etter konkrete kriterier slik at ulike brukergruppers behov i vassdraget ivaretas. Alminnelig lavvannføring benyttes i dag i lovverket som et generelt minstevannføringskrav. Væringstad & Hisdal (2005) har vist at det er høy korrelasjon mellom den alminnelige lavvannføringen og andre lavvannsindekser. En slik indeks er konseptet om basisstrømning (base flow). Under norske forhold, kan basisstrømning ofte betraktes som grunnvannstilsig.

Tidligere undersøkelser i Norge viser at grunnvannstilsig kan utgjøre mer enn 80 % av avløpet i små uregulerte vassdrag og bekker i vinterperioder (Gjørsvik, 1970; Andersen et al., 1972). Undersøkelser i Sverige viser at vannføringen i bekker og små vassdrag også kan domineres av grunnvann selv ved flomvannføring (Grip & Rodhe, 1988). Generelt vil et vassdrag med stort grunnvannstilsig tåle større svingninger i nedbør og lengre vinterperioder uten snøsmelting, enn vassdrag med begrenset tilførsel av grunnvann. Siden grunnvann dominerer i lavvannsperioder, er det viktig at grunnvannstilsig tas hensyn til i forbindelse med fastsettelse av minstevannføring.

Den nye vannressursloven og EUs rammedirektiv for vann setter fokus på at grunnvannsressursene ikke skal belastes mer enn de tåler ut fra de naturgitte forutsetningene innenfor det berørte nedbørfeltet. For en helhetlig, bærekraftig forvaltning av grunnvannsressursene, må man blant annet sørge for at det samlede grunnvannsuttaket i et nedbørfelt ikke skal ha betydning for vannføringen, spesielt i tørre perioder. For å kunne vurdere om et eventuelt grunnvannsuttak vil føre til negative virkninger for vannføringen, må man evaluere uttaksmengder i forhold til den årlige grunnvannsdannelsen i nedbørfeltet. Innføringen av EUs vanndirektiv i Norge medfører krav til rapportering av grunnvannsforekomstens status, både med hensyn til kvalitet og kvantitet, noe som krever en kvantifisering av nydannelse av grunnvann i enhver grunnvannsforekomst i Norge.

Mesteparten av vannet i norske vassdrag stammer stort sett fra fjellområder dekket med moreneavsetninger. Disse områdene utgjør selvmatende grunnvannsmagasiner som ofte har liten utstrekning og mektighet og dermed liten magasineringskapasitet. De er derfor ganske sårbare for tørke, noe som gjør at grunnvannsbidraget til et vassdrag relativt raskt kan reduseres kraftig ved langvarig tørke. Dette vil igjen føre til store konsekvenser for vassdragets økologi. Å kunne kvantisere grunnvanns-bidraget ved inngrep og ulike klimasituasjoner er derfor ønskelig.

2 Metodikk

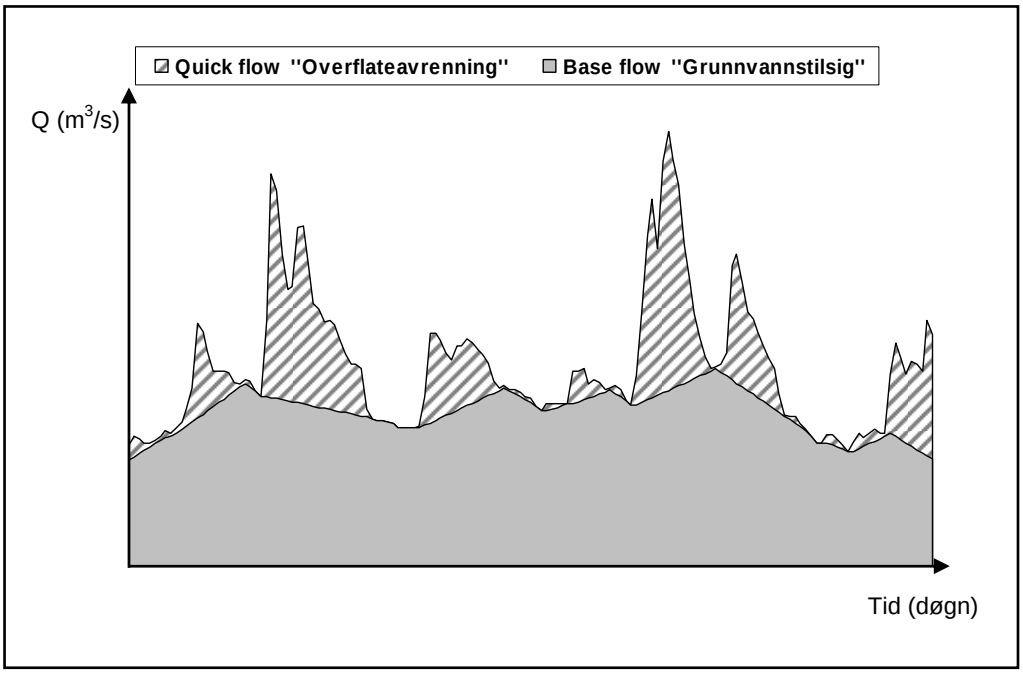
Det finnes mange metoder for å estimere basisstrømning (base flow). En grafisk hydrogramsepareringsteknikk krever kun daglige vannførings-data og selve separeringen kan automatiseres. Vi har i dette arbeidet valgt å bruke en algoritme basert på Tomaszewski (2004) for å separere basisstrømningen fra det totale avløpet.

2.1 Definisjon

For elver og bekker som er lite påvirket av regulering og snøsmelting, er avløpet hovedsakelig sammensatt av den raske avrenningen etter en intens nedbørhendelse (quick flow), og den langsomme, vedvarende utstrømming av vann fra ulike magasiner som tømmes langsomt (base flow).

Base flow som et internasjonalt anerkjent begrep kan oppfattes som en felles-betegnelse på alt vann som stammer fra lagrede magasiner, for eksempel grunnvanns-reservoarer, innsjøer, myrer, eller breer (Hall, 1968). I områder hvor det er lite innsjø, myr eller bre, består base flow overveiende av grunnvann. Begrepet base flow og grunnvannstilsig blir derfor ofte brukt om hverandre. Tidligere ble base flow omtalt som tørrværsavrenning i Norge. Vi finner oversettelsen litt misvisende fordi denne utstrømningen ikke stopper opp i regnvær, grunnvann strømmer ut i elver hele tiden. Selv under slike perioder med nedbør, utgjør base flow en ikke ubetydelig andel av vannføringen. Vi vil derfor i denne rapporten benytte begrepet ”basisstrømning” for å referere til base flow.

For å skille avløpet i overflateavrenning og basisstrømning, forsøker man å identifisere perioden når overflateavrenningen opphører etter en nedbørhendelse og vannføringen utelukkende er opprettholdt av basisstrømningen. De to ulike avløps-komponentene etterlater forskjellige signaturer i et hydrogram: den raske avrenningen gjenspeiles som en topp eller spiss i et hydrogram mens basisstrømningen er relativt jevn og sammenhengende (Figur 1). Det er imidlertid åpent for ulike tolkninger av hvor skillelinjen skal settes.



Figur 1. Komponenter i et hydrogram.

2.2 Metoder

Hvis en ser bort fra snøsmeltingsperioder, vil vannføringen i uregulerte vassdrag som ikke har tilsig fra breer avta i de periodene det ikke faller nedbør. Vannføringen under slike perioder antas å bestå av basisstrømning. Reduksjonen av vannføring under en tørrværsperiode kalles resesjon og er karakterisert som en resesjonskurve i et hydrogram. Resesjonskurven gjenspeiler generelt feltets naturlig evne til å lagre og avgi vann.

Resesjonsanalyse studerer hvordan vannføringen varierer i tid og forsøker å komme frem til en likning eller en karakteristikk som kan beskrive denne forandringen. Dette kan gjøres enten analytisk eller basert på empiriske relasjoner. Basisstrømning kan deretter estimeres på grunnlag av dette. Tidligere arbeid med resesjonsanalyse er ofte assosiert med teoretisk grunnvannsutstrømning (Tallaksen, 1995). I Norge, ble slike undersøkelser foretatt enkelte steder tidlig på 70-tallet som Grosetbekken (Gjørsvik, 1970), Filefjell (Andersen, 1972) og Aursunden (Andersen et al., 1972). Andelen av grunnvann i det totale avløpet og volumet på grunnvannsmagasinet ble forsøkt estimert. Formålet var å kunne prognosere størrelsen på grunnvannstilsiget i vinterperioder for bedre utnyttelse av magasinene i kraftproduksjon.

En omfattende gjennomgang av resesjonsanalyse finnes i Tallaksen (1995). Siden resesjonsanalyse ikke gir en kontinuerlig estimering av basisstrømningen over hele året, ble andre metoder utviklet for å estimere denne størrelsen, blant annet gjennom å separere basisstrømningen fra vannføringsdata. Forsøkene på kontinuerlig separering av basisstrømning fra totalt avløp kan grovt sett grupperes i fire kategorier:

1) grafiske;

2) filter;

3) analytiske;

4) geokjemiske.

2.2.1 Grafisk tilnærming

Det antas at mellom de forskjellige nedbørhendelsene, består vannføringen i et vassdrag, eller en bekk, stort sett bare av basisstrømning. For å estimere basisstrømning under slike forhold, er et sett av grafiske ekstrapoleringsregler anvendt på vannføringsdata. Avløpet er et resultat av en rekke komplekse naturlige prosesser som opererer i en nedbørfeltskala. Selve hydrogrammet er en integrert fremstilling av resultatet av disse fysiske prosessene. Men separering av hydrogrammet i ulike komponenter vha. enkle grafiske regler, har derimot liten fysisk forankring. Konsekvensen blir da svært ulike estimater for basisstrømning avhengig av hvilket sett regler man anvender. Selv om inngangsdataene er det samme, kan avvikene i estimeringen til dels være ganske betydelige, spesielt i flomutsatte perioder.

Teknologisk utvikling de siste femten årene har gjort det mulig å automatisere og standardisere denne metoden slik at den nå fremstår som mindre subjektiv. Men de grunnleggende reglene er like lite fysikalske som før. For eksempel er USGSs dataprogram HYSEP (Sloto & Crouse, 1996) for automatisk separering av basisstrømning, egentlig en implementering av 3 teknikker som først ble introdusert av Pettyjohn & Henning for nesten et kvart århundre siden (Pettyjohn & Henning, 1979). HYSEP er nå en vanlig metode for beregning av basisstrømning i USA (for eksempel Rutledge, 1998; Sinclair & Pitz, 1999).

Estimeringen av Base Flow Index (BFI) er en annen teknikk som har vært brukt i Europa. BFI ble opprinnelig utviklet i en lavvannstudie i England (Institute of Hydrology, 1980) basert på Lvovichs metode (Smakhtin, 2001). Tallaksen (1987) modifiserte og anvendte BFI-metoden på enkelte norske vassdrag i forbindelse med et lavvannsprosjekt med varierende resultater. Metoden fungerer lite tilfredsstillende spesielt i perioder med flom som forårsakes av snøsmelting. Flere forbedringer ble foreslått.

2.2.2 Filtertilnærming

Filtertilnærming har heller ikke fysisk forankring. Idéen om bruk av digital filterteknikk er opprinnelig hentet fra signalbehandling (Lyne & Hollick, 1979). Det hele forutsetter at basisstrømning og overflateavrenning kan betraktes henholdsvis som lav- og høyfrekvent komponent i vannføringen. Om denne metoden er mer objektiv enn grafisk tilnærming kan diskuteres, men metoden er ofte lettere å implementere. Et matematisk low-pass filter som er definert enten i tid- eller frekvensdomene er brukt på vannføringsserier. Tidsdomenefilter er den mest brukte typen (Nathan & McMahon, 1990; Arnold et al., 1995; Spongberg, 2000). For å produsere et estimat

for basisstrømning, blir daglige vannføringsdata filtrert først fremover i tid, så bakover i tid. Antall filtreringer og parametere som trengs i filterlikningen kan variere. Filterparametere har ofte ingen fysisk mening og fungerer derfor bare som kalibreringskonstanter.

2.2.3 Analytisk tilnærming

Det er gjort forsøk på å separere basisstrømning ved hjelp av en analytisk metode basert på massebalanse eller strømningslikninger. I Birtles (1978), ble et grunnvanns-magasin delt opp i ulike områder. For hvert enkelt område ble vannbalanselikningen kombinert med overflateinfiltrasjon brukt til å estimere basisstrømningen. Basis-strømningen fra hele magasinet ble da definert som summen av basisstrømningen fra de enkelte områder. Metoden krever imidlertid mange parametere som for eksempel evapotranspirasjon og permeabilitet. I tillegg er metoden avhengig av en iterativ kurvetilpasningsalgoritme for kalibrering. Det er åpenbart at metoden neppe kan anvendes i særlig stor grad pga. behov for ulike typer data som vanligvis ikke er tilgjengelige i Norge.

2.2.4 Geokjemisk tilnærming

Avhengig av vannets strømningsvei til et vassdrag, vil vannet gjennomgå ulike kjemiske forandringer. Vannføring i vassdraget kan generelt betraktes som en blanding av vann med ulikt opphav. Ved å studere blandingsforhold basert på massebalanse av vann og sporstoff, kan vannets opprinnelse identifiseres og hydrogram separeres deretter. Rodhe (1987) har gjort omfattende undersøkelser i Sverige basert på en konservativ, naturlig isotop ^{18}O for å estimere grunnvanns-andelen i avløpet. Myrabø (1986) har benyttet elektrisk ledningsevne til å bestemme størrelsen på ulike komponenter i et hydrogram i Sæternbekken. Resultater fra disse studier viser at metoden basert på geokjemisk tilnærming også er beheftet med usikkerhet. I tillegg er metoden ganske kostbar og meget tidkrevende og er derfor lite egnet til utstrakt, kontinuerlig bruk, men kan kun anvendes for isolerte nedbør-hendelser.

2.3 Valg av metode

Siden formålet med dette arbeidet er å finne en enkel, robust og automatisk metode som kan anvendes over hele landet for estimering av basisstrømning (eller grunn-vannsbidrag i det totale avløpet), er både den analytiske og geokjemiske metoden utelukket fordi de krever for mye inngangsdata som ikke foreligger nå og ikke er forventet å være tilgjengelig i nær fremtid. Digitale filtre og grafiske tilnærminger har den fordelen at de kun er avhengige av daglige vannføringsdata. I Norge finnes rundt 360 aktive, uregulerte vannføringsstasjoner og i underkant av 200 regulerte (Pettersson, 2004). Disse målestasjoner gir et godt datagrunnlag for bestemmelsen av basisstrømning. I motsetning til digitale filtre, trenger ikke de grafiske metoder

kalibrering. Så til tross for sine svakheter, har vi derfor valgt å undersøke de grafiske metodene nærmere.

Etter en gjennomgang av både BFI (Institute of Hydrology, 1980), HYSEP (Sloto & Crouse, 1996) og algoritmen som var utviklet av Tomaszewski (2004), anser vi at Tomaszewskis metode (herunder kalles BF-G metoden) som best egnet i denne sammenheng. Metoden er kort beskrevet i neste avsnitt.

2.4 BF-G metoden

En mer detaljert beskrivelse av Tomaszewskis metode er gitt i vedlegget. Kontrollerte daglige vannføringsdata brukes som inputdata. Enkel lineær interpolering anvendes for å fylle i hull. 0-verdier i serien erstattes med en veldig liten fiktiv verdi, 0,00001 m^3/s. Etter en innledende sjekk, blir hele serien logaritmisk transformert. Videre blir lokale minimumspunkter plukket ut og gradienter mellom minimumspunktene beregnes. Slike gradienter danner grunnlaget for beregningen av den årlige gjennomsnittlige resesjonsgradienten (MDDRG, mean daily discharge recession gradient). Minimumspunktene som tilfredsstiller det kravet at stigningsgradienten er mindre enn den årlige gjennomsnittlige resesjonsgradienten, blir plukket ut. Dette gjøres for å hindre overestimering av basisstrømning i perioder med intens nedbør eller snøsmelting. De utvalgte punktene danner en ny serie, mens resten blir samlet i en annen. For begge serier, blir lineær interpolering brukt for å få til en døgnoppløsning. Basisstrømning er definert som den til enhver tid minste verdien av de to serier. På bakgrunn av dette, kan man regne ut prosentandel av det totale avløpet som kommer fra grunnvann og andre forsinkede kilder.

I forbindelse med dette arbeidet, er en modifisert algoritme basert på metoden nå implementert i programmeringsspråket C. Modifikasjonen er foretatt for å tilpasse metoden til norske forhold. Endringen er markert i vedlegget (se side 58). Programmet kan bli gjort tilgjengelig i NVEs database Hydra II senere slik at saksbehandlere selv kan beregne basisstrømningen ved behov.

2.5 Valg av stasjoner

De fleste vannføringsstasjonene som er valgt ut er stasjoner som er lokalisert i felt som inngår i andre delprosjekt i ”Miljøbasert vannføring” (for eksempel Bergan et al., 2003; Kvambekk, 2004; Saltveit et al., 2004; Brabrand et al., 2005) eller andre NVE FoU prosjekter (for eksempel Beldring et al., 2005). Nærmere beskrivelse av de utvalgte stasjonene finnes i Pettersson (2004).

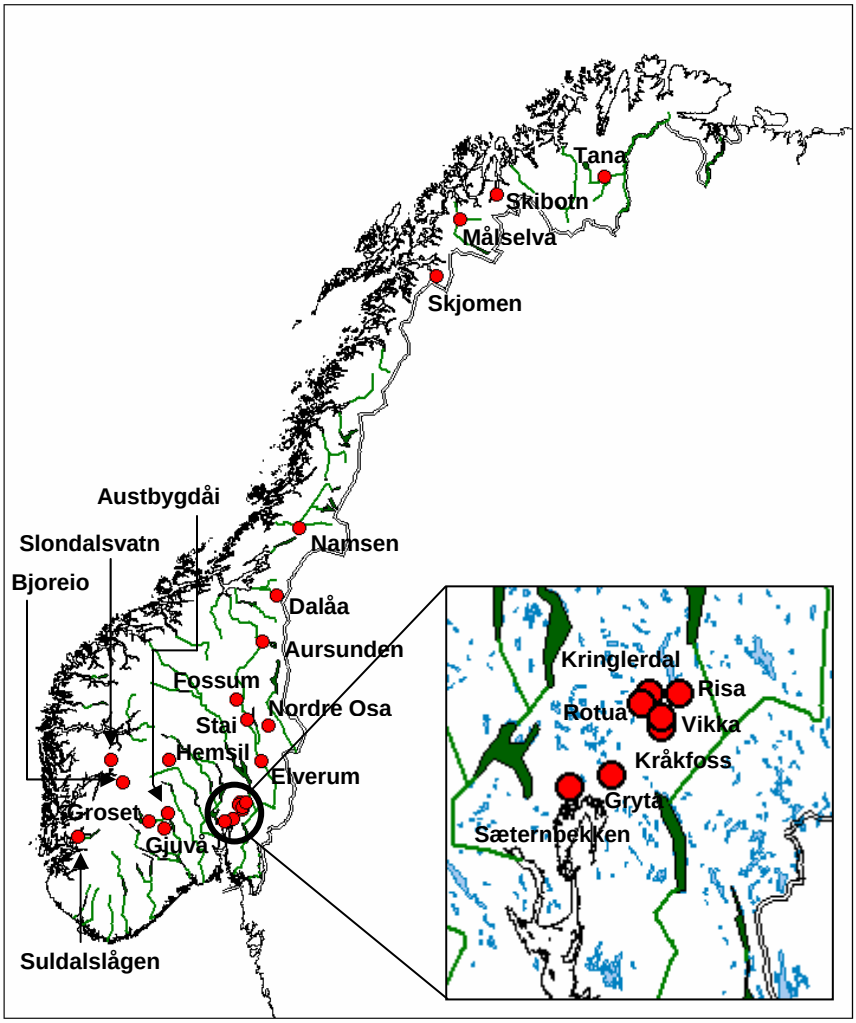
Som følge av dette er ikke alle landsdeler like godt representert i datagrunnlaget. Til sammen blir vannføringsserier fra 25 målestasjoner analysert. Hovedformålet i dette arbeidet er å teste metodens anvendbarhet og robusthet. Stasjonsopplysninger er kort sammenfattet i Tabell 1, og Figur 2 gir en oversikt over stasjonenes beliggenhet.

Tabell 1. Liste over utvalgte stasjoner brukt i dette arbeidet.

Vassdrag	Stasjons nr.	Stasjons navn	Feltareal km^2	Observ Start	Regulering	Kommentarer
Glommavassdraget, nord for Elverum						
Glomma (Aursunden)	2.603	Glåmos bru	861	1951/1902	01.01.1923 magasinering	LGN[1] stasjon
Glomma, Atna	2.457	Fossum bru	1138	1985	Nei	Sideelv til Glomma Oppstrøms Stai
Glomma	2.117	Stai	8939	1908	01.01.1971 Overføring	Ny Stai 2.112 fra 2000
Glomma, Osa	2.451	Nordre Osa	450	1988	Nei	Sideelv til Rena/Glomma Vanntemperatur
Glomma	2.604	Elverum	15449	1969/1871	01.01.1917	Sterkt regulert
Glommavassdraget ved Leira						
Glomma, Leira	2.279 2.280 2.287 2.590 2.281	Kråkfoss Kringlerdal Rotua Vikka Risa	433 265 56 4,6 54,4	1966	Nei	Utstrømning fra Gardermoen-akvifer
Oslo og Akershus						
Nordmarka vassdrag	6.10	Gryta	6.96	1967	Nei	Vanntemperatur LGN stasjon
Sandsvikselva	8.6	Sæternbekken	6.33	1971	Nei	HBV
Rogaland og Hordaland						
Suldalslågen	36.6	Lavika	1461	1962	01.01.1965	EUs prosjekt økologi Største vassdrag i Rogaland
Eio, Bjoreio	50.13	Bjoreio	262	1982	Nei	I nærheten til Osa
Vosso, Kleivelva	62.14	Slondalsvatn	42,2	1983	Nei	I nærheten til Osa
Buskerud og Telemark						
Drammenselva, Hemsil	12.137	Gjærdeslåtten	774	1951	01.01.1957	Økologi LFI
Skienselva	16.66	Grosettjern	6,48	1949	Nei	LGN stasjon fra 1949
Skienselva	16.128	Austbygdåi	344	1976	Nei	For å sammenligne med Groset
Skienselva	16.132	Gjuvå	33,1	1981	Nei	For å sammenligne med Groset
Nord-Trøndelag						
Stjørdalselva, Dalåa	124.14	Trøa	182	1983	24.03.1994	Prosjekt NVE/SINTEF NTNU
Namsen, Luru	139.26	Embrethølen	491	1980	Nei	Sideelv av Namsen, største vassdrag i Nord-Trøndelag. Økologi

[1] LGN = Landsomfattende grunnvannsnett

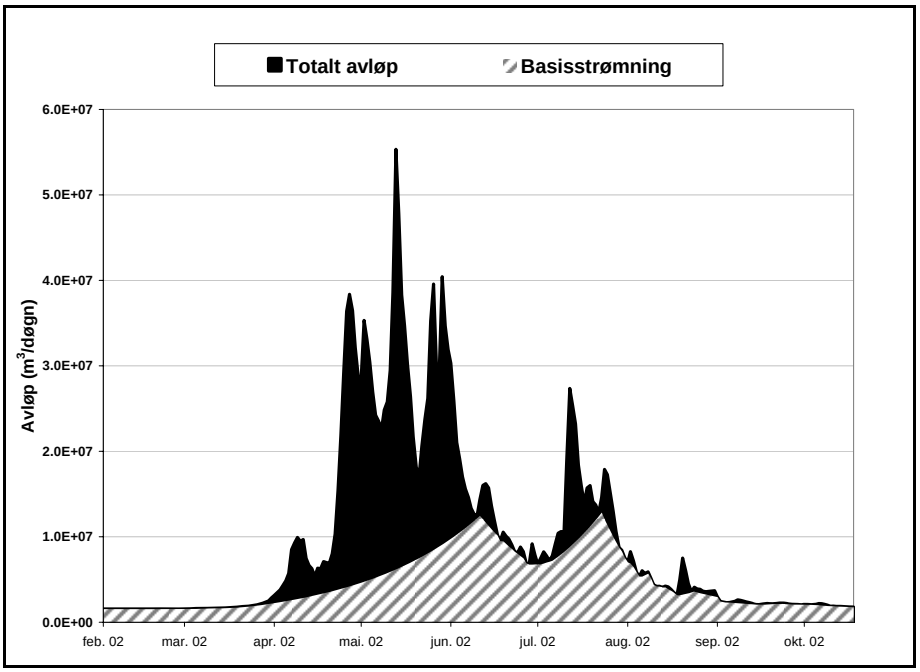
Vassdrag	Stasjons nr.	Stasjons navn	Feltareal km^2	Observ start	Regulering	Kommentarer
Troms og Finnmark						
Elvegårdselva Skjomen	173.22	Gamnes	799	1977/1912	01.01.1973 magasinering	Økologi Skjomen kraftverk LGN stasjon Breelv uregulert 173.23
Målselva	196.35	Malangsfoss	3329	1965/1907	05.09.1960	Største vassdrag i Troms Økologi LGN stasjon
Skibotnelva	205.3	Skibotn bru	730	1970	01.01.1979	Overføring Åpen kilde økologi, LFI
Tana	234.13	Vækkava, lesjokka	2079	1989/1973	Nei	Største vassdrag i Finnmark LGN stasjon Karasjok



Figur 2. Beliggenhet over utvalgte stasjoner.

2.6 Analyse og tolkning

BF-G metoden bruker kvalitetskontrollerte vannføringsserier som inngangsdata og beregner daglige estimater for basisstrømning. Disse døgnverdiene danner grunnlaget for utarbeidelse av månedlig, sesong og årlig statistikk. En enkel visuell inspeksjon av vannførings- og basisstrømningskurver blir foretatt i ettertid for å sjekke om separeringen er rimelig. Et eksempel på separeringen er gitt i Figur 3.



Figur 3. Et eksempel på separering av basisstrømning fra det totale avløpet.

Basisstrømningen angitt i prosentandel av det totale avløpet er definert som en indeks. Indeksen er et gjennomsnitt for hele nedbørfeltet. En høy indeks indikerer at feltet består av porøse materialer og har treg respons i forhold til endring i nedbør, dvs. et stabilt regime med stor lagringskapasitet. På den andre side vil en lav indeks innebære impermeable, tette materialer og raske responser, dvs. et ustabilt regime med liten kapasitet for lagring.

Hvis man antar at vannet som stammer fra andre lagringsmagasiner som for eksempel innsjøer, myrer og snø er neglisjerbart, noe som er tilfellet i de fleste uregulerte vassdragene uten breer i Norge, kan basisstrømningen i sin helhet ansees som grunnvann. Indeksen som beregnes kan derfor også betraktes som grunnvannsbidraget til det totale avløpet. I rapporten vil betegnelsen ”grunnvannsbidrag” heretter benyttes sammen med basisstrømning. Et mål ved bruk av denne metoden er å kunne skille mellom vassdrag med høyt og lavt grunnvannsbidrag.

I beregningen av statistikk blir et hydrologisk år brukt som basis fremfor et vanlig kalenderår fordi det er viktig å analysere hele vintersesongen under ett. En 20-årsperiode fra 1983/1984 til 2002/2003, er valgt som sammenligningsgrunnlag.

I de tilfellene hvor stasjoner mangler data i beregningsperioden, blir kortere perioder eller en litt forskjøvet periode brukt. BF-G metoden er i utgangspunktet kun anvendelig for uregulerte vassdrag. For målestasjoner som er regulert, blir det gjort en sammenligning for perioder før og etter regulering. Når reguleringen fører til betydelig endring i estimater for grunnvannsbidrag, brukes det kun data før reguleringen for sammenligningen med andre stasjoner.

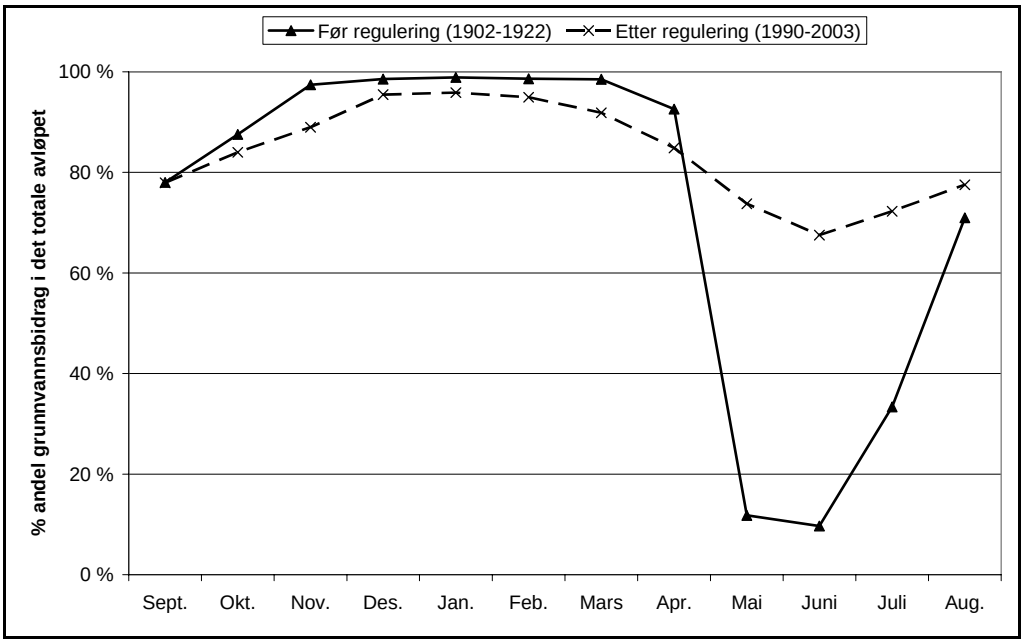
3 Resultater

3.1 Glommavassdraget, nord for Elverum

Figur 4 til 7 viser endringer i estimerte grunnvannsbidrag i det totale avløpet i løpet av et hydrologisk år, både før og etter regulering, på ulike målestasjoner langs Glomma.

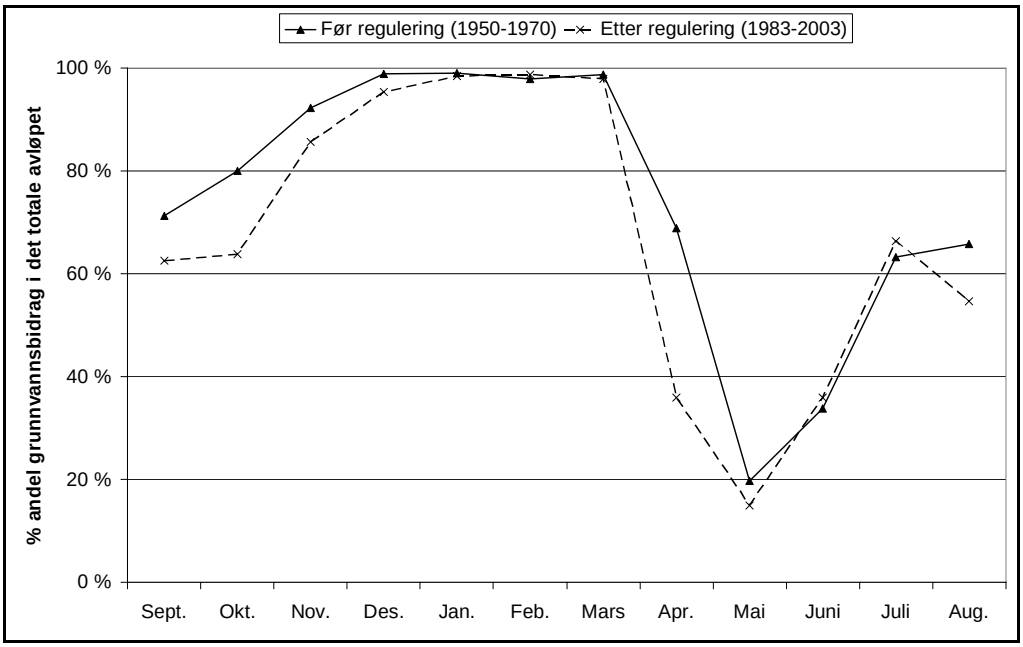
I 1921-24 ble det bygd en dam ved Glåmos ved utløpet av Aursunden (Gaukstad et al., 1995). Formålet var å kontrollere avløpet slik at vannet magasineres ved snøsmelting og slippes ut ved lavvannføring. Dette gjør at det totale avløpet etter reguleringen er kraftig redusert på forsommeren i forbindelse med snøsmelting (Figur 4).

Vassdraget ved målestasjon Stai ansees som lite regulert fordi mesteparten av vannet kommer fra uregulerte sideelver i Glomma. Reguleringen som fant sted i 1971 er en overføring av vann fra Glomma til Rendalen. Denne reguleringen forårsaker derfor ingen endringer i andelen grunnvann som strømmer til vassdraget. Kun det totale avløpet er redusert nedstrøms Stai. I dette tilfellet, er vannregimet ikke endret og BF-G metoden kan derfor anvendes både før og etter regulering hvis prosentandelen av grunnvannsbidrag skal estimeres (Figur 5).[2]



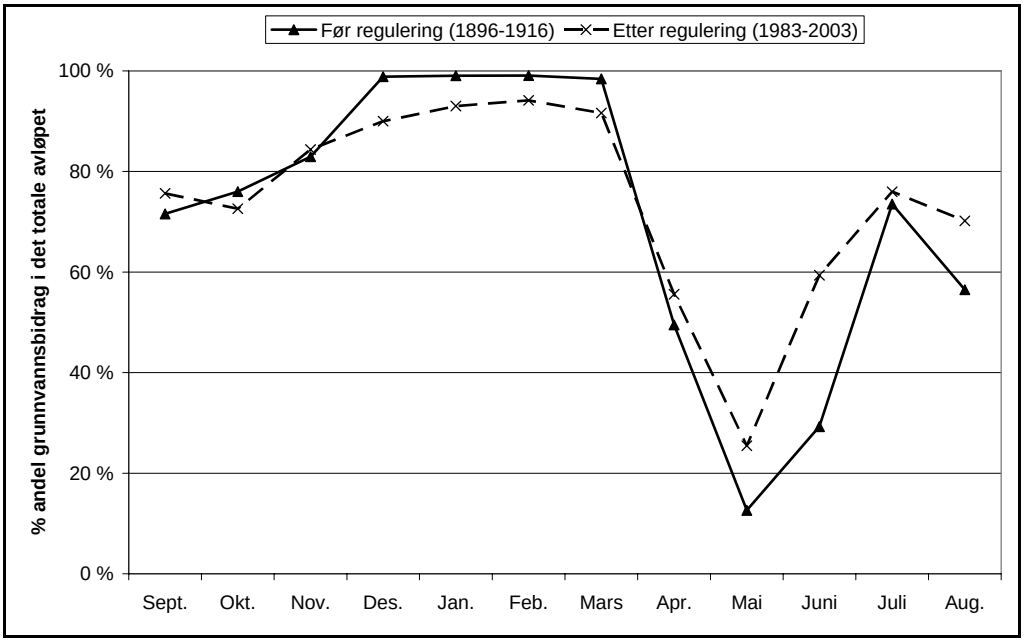
[2] Dersom formålet er kvantifisering av selve grunnvannsmengden, er data etter regulering ikke egnet til bruk fordi estimeringen er basert på det totale avløpet, og dette er redusert etter reguleringen.

Figur 4. Endringer i estimert grunnvannsandel i det totale avløpet fra Aursunden ved Glåmos før og etter regulering (magasinering).

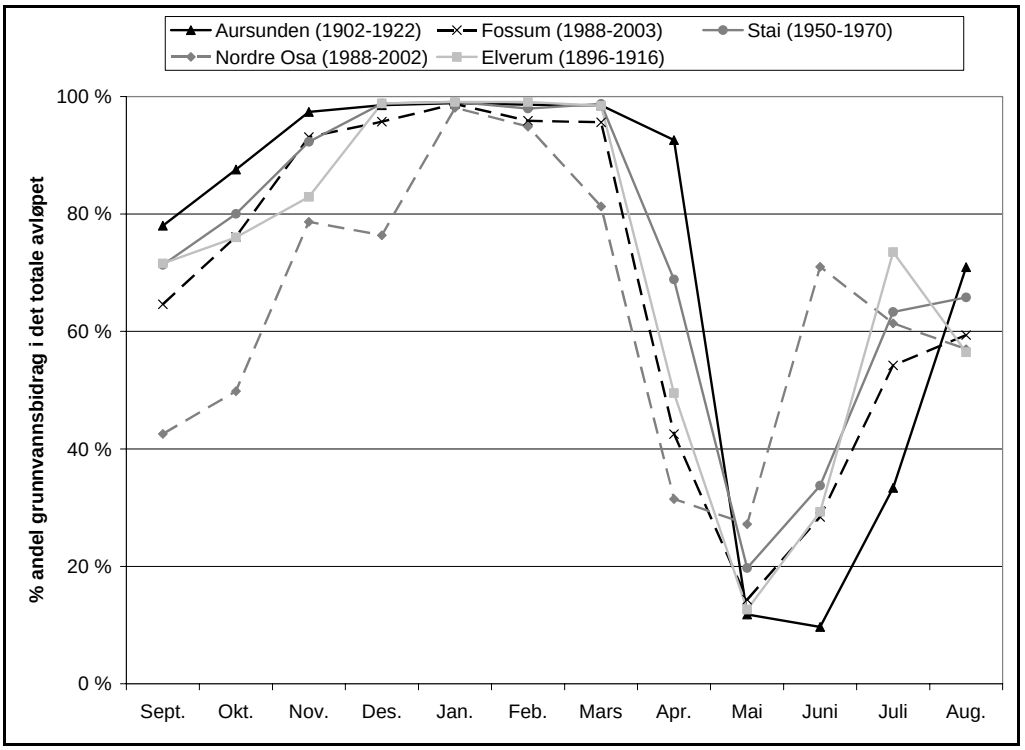


Figur 5. Endringer i estimert grunnvannsandel i det totale avløpet ved Stai før og etter regulering (overføring av vann til Rendalen).

Vannet som renner ved Elverum stammer fra flere vassdrag og sideelver, noen er sterkt regulerte som Rendalen med flere kraftstasjoner (Gaukstad et al., 1995), mens andre er uregulerte. Bildet er mer komplisert og sammensatt enn ved Stai (Figur 6). Data etter regulering bør derfor ikke brukes for estimering av grunnvannsbidraget.



Figur 6. Endringer i estimert grunnvannsandel i det totale avløpet ved Elverum før og etter regulering.

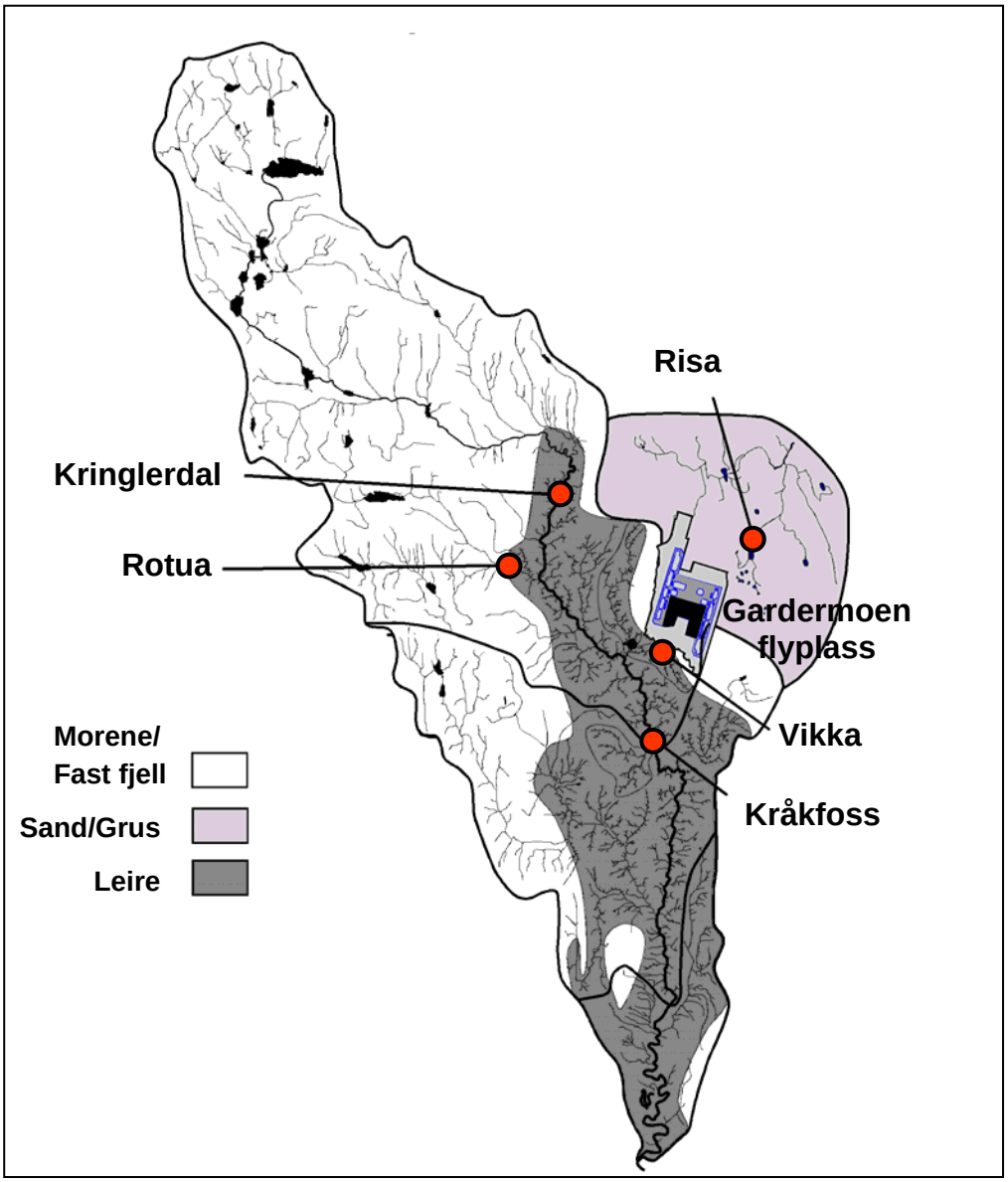


Figur 7. Estimerte grunnvannsbidrag ved utvalgte stasjoner langs Glommavassdraget, nord for Elverum.

Figur 7 viser at estimert grunnvannsbidrag i Glommavassdraget generelt er høyt gjennom hele vinteren med en andel på over 90 % og lav på forsommeren, 10~30 %. Om vinteren faller all nedbør i dette området i form av snø. Vannføringen er derfor opprettholdt av grunnvannstilsig, og gjennom regulering av magasinene. Andel grunnvann før og etter regulering er egentlig relativt stabil om vinteren og det ligger mellom 85 og 95 % av det totale avløpet. På forsommeren (april – juni) er den estimerte grunnvannsandelen mye lavere, fordi mesteparten av flomvannet består av smeltevann (direkte snøsmelting + grunnvann med veldig kort oppholdstid (< 2 uker)).

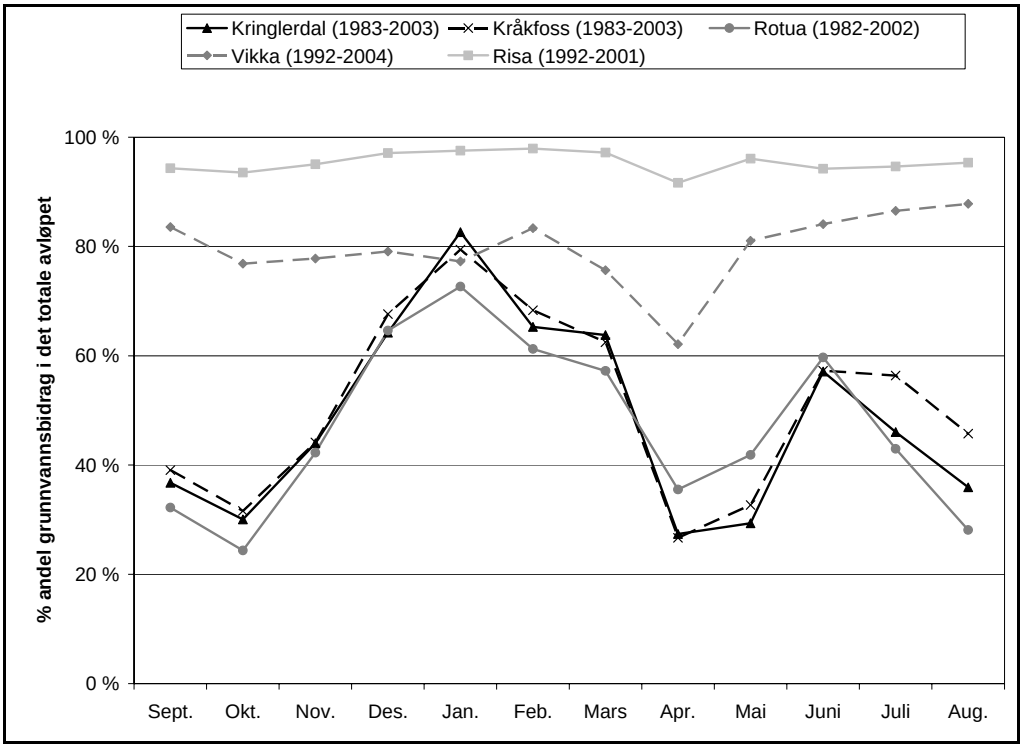
3.2 Glommavassdraget ved Leira (Gardermoen)

Ulike små vassdrag blir analysert for å teste metodens evne til å skille mellom vassdrag med ulik geologisk sammensetning. På Øvre Romerike har vi landets største selvmatende grunnvannsforekomst. Det vil si at all tilførsel av vann kommer fra nedbør, og det aktuelle grunnvannsmagasinet er en ca. 150 km^2 stor sand- og grus-avsetning. Risa med sitt tilsigsfelt ligger på denne grunnvannsforekomsten (Figur 8) og løsmassene består hovedsakelig av sand. Tilsigsfeltet til Kråkfoss, Kringlerdal og Rotua er derimot dominert av både morene og leire mens Vikka ligger i et område hvor størsteparten av løsmassene er i leire og sand (Bogen & Sandersen, 1991).



Figur 8. Løsmassesammensetning i Romerike (Modifisert av Halfdan Benjaminsen etter Bogen & Sandersen (1991)).

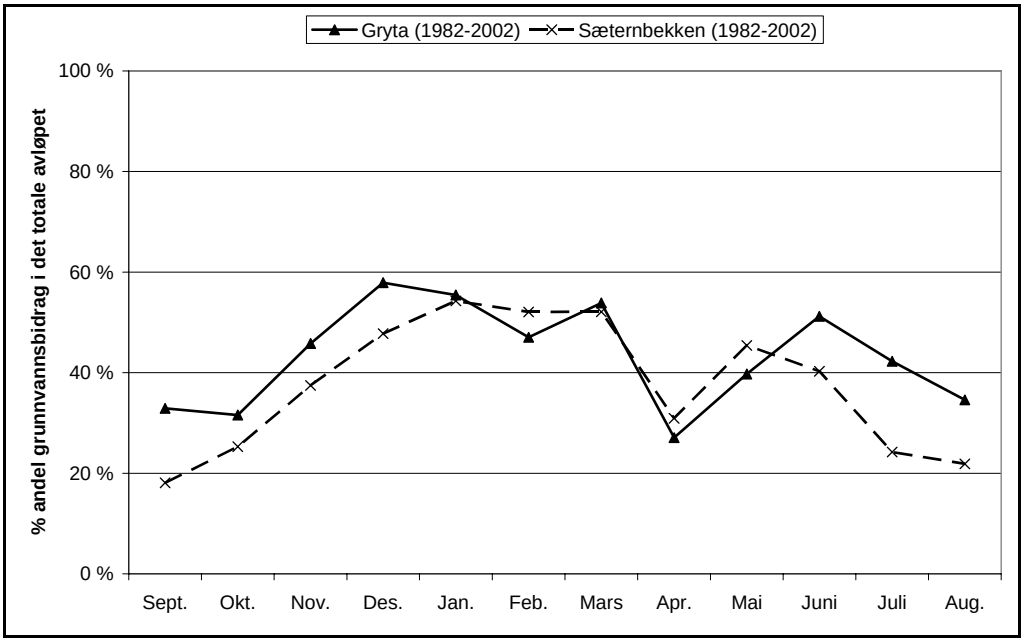
Tidligere undersøkelser viser at Risa er fullstendig matet med grunnvann fra Gardermoen-akviferen, og dette estimeres riktig av metoden. Godt og vel over 95 % estimert grunnvannsbidrag gjennom hele året (Figur 9). Vikka har også en veldig stabil, høy grunnvannsandel over hele året. Her har over 80 % av vannføringen sin opprinnelse fra Gardermoen-akviferen. Selv om det er kort avstand mellom stasjonene, oppfører de tre øvrige, Kringlerdal, Kråkfoss og Rotua, seg veldig annerledes i forhold til de ovennevnte. Grunnvannsbidraget varierer ganske mye i løpet av et år. Grunnvannsandelen når sin topp om vinteren (70~80 %) og kurvene er ganske spiss også i forhold til de nordlige stasjonene i Glommavassdraget (Figur 7). Om våren og høsten er grunnvannsbidraget på sitt laveste, ca. 30 %. Forklaringen er at de tre stasjonene ligger på den andre siden av Gardermoen-akviferen (Figur 8) og dermed får sin grunnvannstilførsel fra et annet magasin bestående av morene og leire som har liten magasineringskapasitet.



Figur 9. Estimerte grunnvannsbidrag ved utvalgte stasjoner i Glommavassdraget ved Leira.

3.3 Oslo og Akershus

Begge stasjonene som ligger i Oslo og Akershus dekker små nedbørfelt med et feltareal på under 7 km^2. Estimert grunnvannsandel varierer fra 20 til 60 % (Figur 10). Om vinteren er grunnvannsandelen høy, mens andelen er lav både tidlig om høsten og i forbindelse med snøsmeltingen. Disse feltene består hovedsakelig av tynn morene. Magasineringskapasiteten for grunnvann er derfor begrenset, noe som sannsynligvis forklarer lavere grunnvannsandel i det totale avløpet i forhold til Glommavassdraget nord for Elverum.

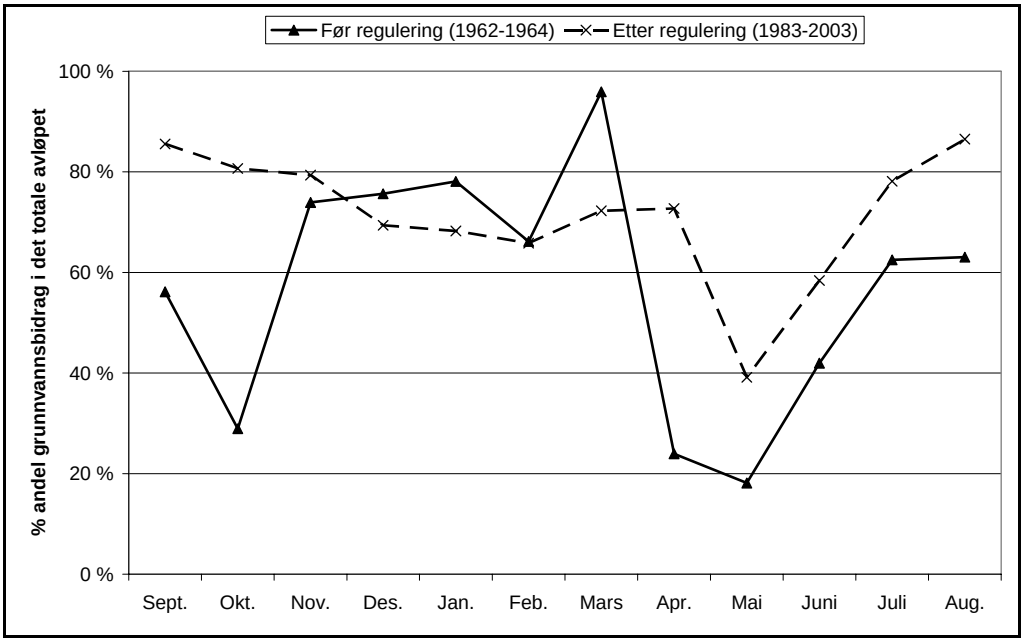


Figur 10. Estimerte grunnvannsbidrag ved utvalgte stasjoner i Oslo og Akershus.

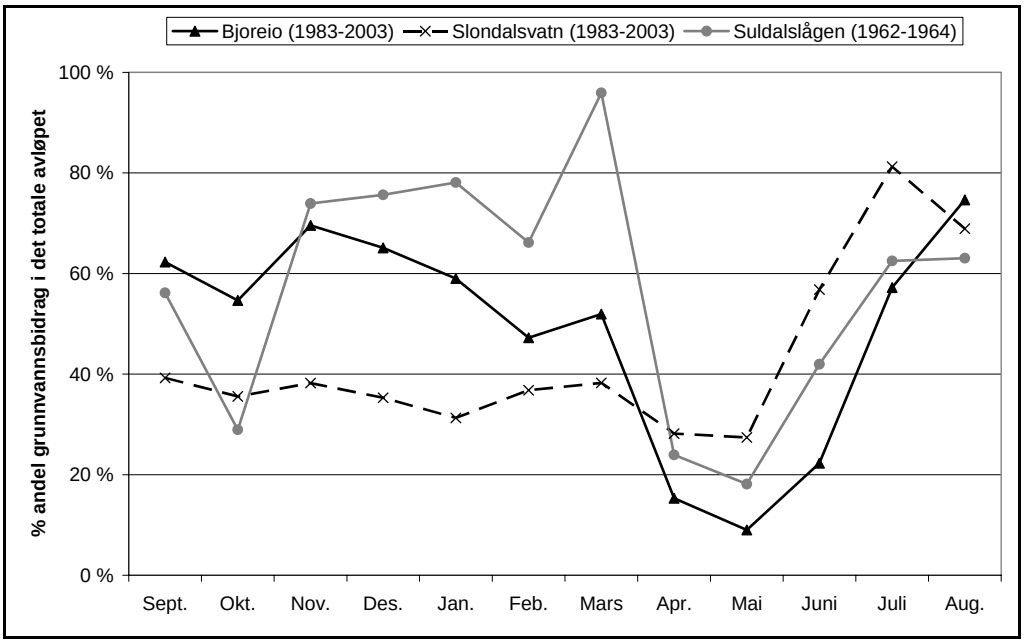
3.4 Rogaland og Hordaland

Kun få stasjoner i Rogaland og Hordaland er analysert og vi kan derfor sette spørsmålstegn ved representativiteten til disse stasjonene for Vestlandet. Det første området som analyseres, er Suldalslågen, et regulert vassdrag som blant annet har vært mye studert mht. økologi og implementering av EUs vanndirektiv (Bergan et al., 2003; Saltveit et al., 2004). De andre stasjonene ligger i nærheten av Osa i Hordaland, et område hvor vi har analysert grunnvannsforholdene (Misund et al., 2005).

Det finnes bare få år med vannføringsdata før reguleringen (magasinering og senere overføring) i 1965 i Suldalslågen ved Lavika. Estimerte grunnvannsbidrag før reguleringen må derfor betraktes som svært usikre. Minimums- og maksimums-verdien i henholdsvis oktober og mars måned ville antageligvis blitt glattet ut hvis vi hadde hatt flere år med data (Figur 11). Det er vanskelig å trekke noen konklusjon om estimatene er forskjellige etter reguleringen. Vi har derfor valgt å bruke estimater fra før reguleringen i sammenligningen.



Figur 11. Endringer i estimert grunnvannsandel i det totale avløpet i Suldalslågen (Rogaland) før og etter regulering.



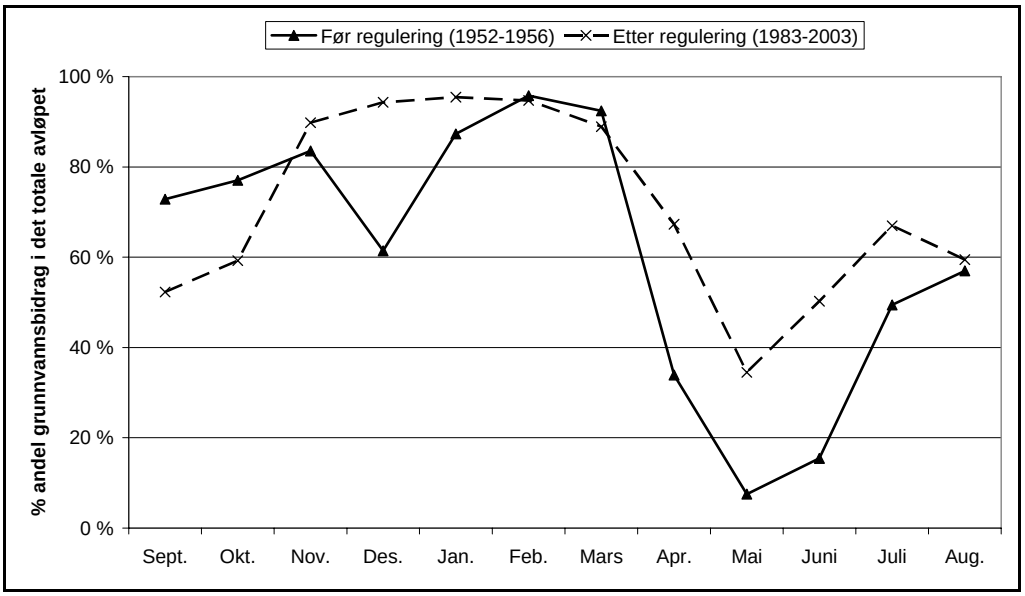
Figur 12. Estimerte grunnvannsbidrag ved utvalgte stasjoner i Rogaland og Hordaland.

Kurvene fra disse stasjoner har et annet forløp enn det vi har sett tidligere (Figur 12). Det er nemlig ikke noen markant topp om vinteren. Det er relativt jevnt allerede fra høsten av og gjennom hele vinteren. Grunnvannsandelen ligger på rundt 40~60 %. Om våren faller grunnvannsandelen til sitt laveste, mellom 10 og 30 %. Deretter øker andelen til sitt maksimum, i underkant av 80 %, om sensommeren. Disse vassdragene er karakterisert av skarp topografi og høy prosentandel av areal dekket av bart fjell med åpne sprekker. Sammen med høy nedbør og avrenning, kan morfologien og geologien til vassdraget forklare lavere grunnvannsandel i forhold til stasjonene på Østlandet i Glommavassdraget.

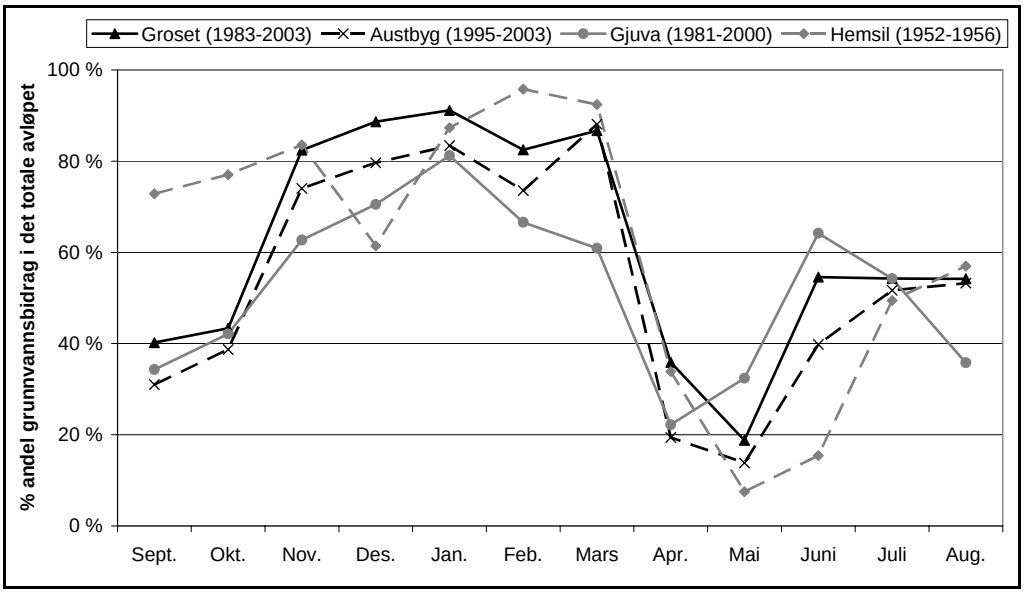
3.5 Buskerud og Telemark

Stasjonen ved Hemsil i Drammenselva ble valgt pga. LFIs analyse av økosystemet i området i ”Miljøbasert vannføring” programmet (Brabrand et al., 2005). De øvrige stasjoner i Telemark ligger i nærheten av Grosetfeltet som er et tilsigsfelt hvor NVE har kalibrert flere modeller de siste årene for å analysere vannbalansen (se for eksempel Beldring et al., 2005).

For Hemsil, er grunnvannsbidraget om vinteren og frem til våren generelt høyt, rundt 80~90 %, både før og etter regulering (Figur 13). Men fra snøsmelting i april og utover, blir forskjellen på estimater ganske tydelig etter reguleringen. Dette skyldes oppfylling av kraftmagasinet. Selv om antall år med data før reguleringen er relativt få, velger vi å bruke disse data i sammenligningen med de andre stasjonene.



Figur 13. Endringer i estimert grunnvannsandel i det totale avløpet i Hemsil (Drammenselva) før og etter regulering.



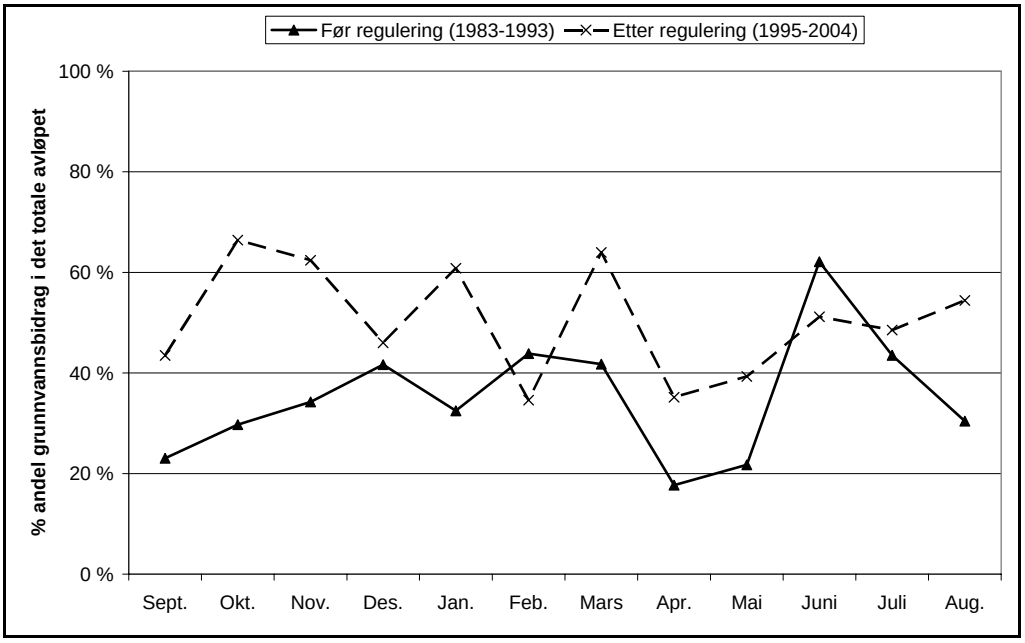
Figur 14. Estimerte grunnvannsbidrag ved utvalgte stasjoner i Buskerud og Telemark.

Generelt har alle kurver lignende forløp med en relativt jevn, stabil og høy grunnvannsandel om vinteren (ca. 70-80 %), og en lav andel om våren på ca. 20 % (Figur 14). Grunnvannsbidraget øker utover sommeren til godt over 50 %.

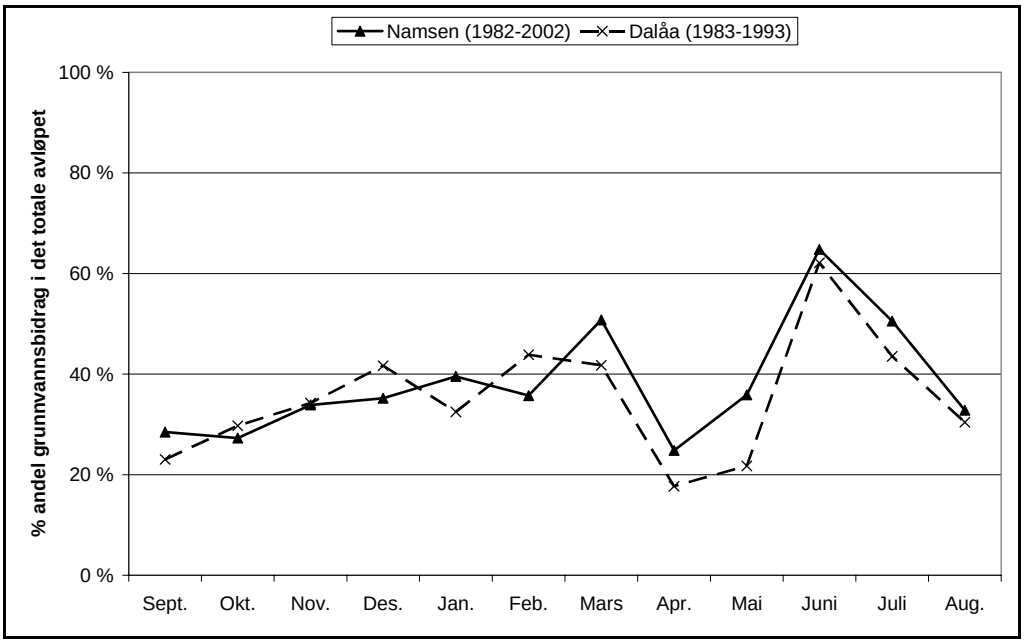
3.6 Nord-Trøndelag

Dalåa i Stjørdalselva, er et av områdene som er brukt som tilfellestudie tilknyttet ”Miljøbasert vannføring” programmet (Saltveit et al., 2004). Figur 15 viser at det er relativt store forskjeller mellom estimater av grunnvannsbidrag før og etter reguleringen (kraftverk og magasinering) i Dalåa. Det er derfor nødvendig å benytte data før reguleringen for sammenligningen med andre stasjoner.

Namsen er det største vassdraget i Nord-Trøndelag. Stasjonen som brukes i sammenligningen, ligger i en sideelv av Namsen og er ikke regulert. Vassdraget har tidligere vært analysert mht. ferskvannsøkologi (Bergan et al., 2003).



Figur 15. Endringer i estimert grunnvannsandel i det totale avløpet i Dalåa (Stjørdalselva) før og etter regulering.



Figur 16. Estimerte grunnvannsbidrag ved utvalgte stasjoner i Nord-Trøndelag.

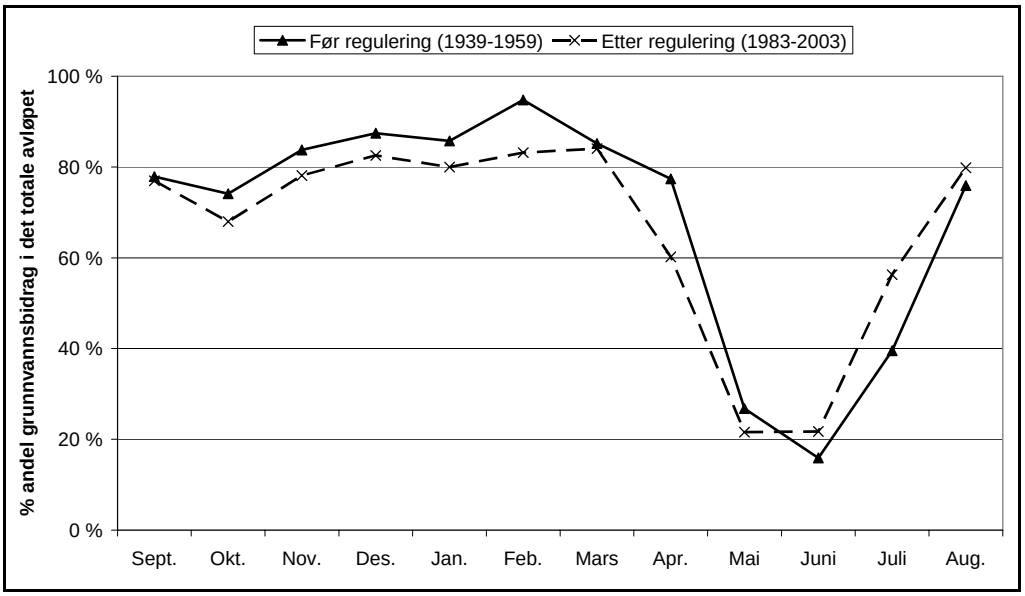
Kurvene for estimerte grunnvannsbidrag i Dalåa og Namsen ligner svært på hverandre (Figur 16). Et hydrologisk år starter med en lav grunnvannsandel i underkant av 30 % og har en svak jevn økning til ca. 50 % mot slutten av vinteren. Den lave andelen er nok typisk for kystnære områder med hyppig snøsmelting i løpet av vinteren. Grunnvannsbidraget reduseres imidlertid om våren, men øker igjen tidlig om sommeren til sin topp med over 60 % grunnvannsandel.

3.7 Troms og Finnmark

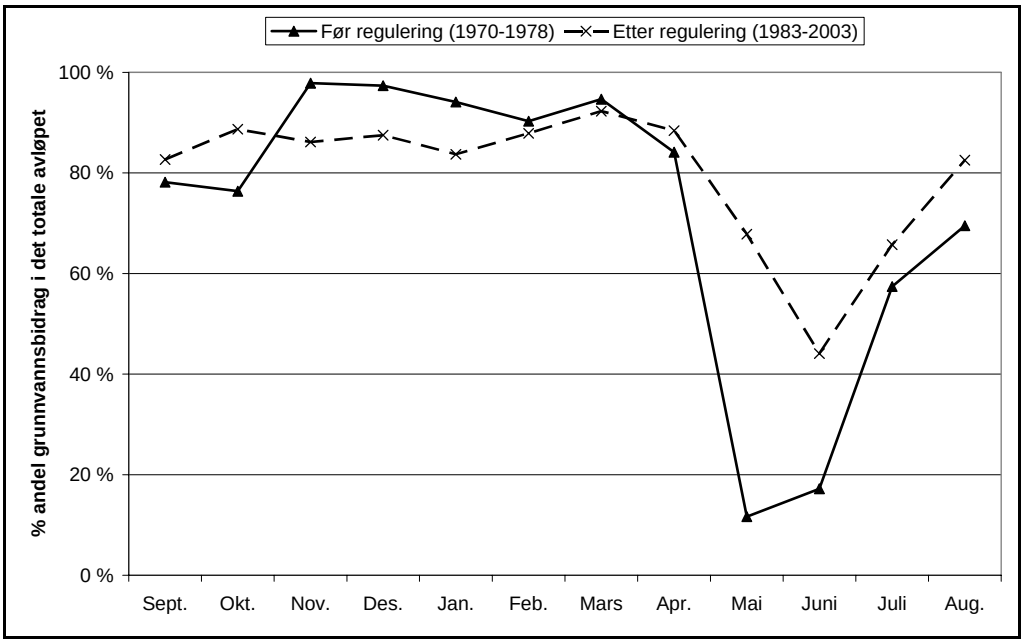
I denne landsdelen er fire stasjoner analysert: Elvegårdselva ved Skjomen er et regulert brevassdrag (magasinering fra 1973); Målselva er det største vassdraget i Troms og er regulert fra 1960; Skibotnelva er regulert fra 1979 (overføring av vann); mens Tanavassdraget er det største vassdraget i Finnmark og er ikke regulert.

Forskjellene mellom estimerte grunnvannsbidrag i Målselva før og etter regulering er ubetydelige (Figur 17). Reguleringen i Skibotn fører imidlertid til at vannet fra et annet vassdrag tilføres Skibotnelva (i motsetning til Stai), noe som gjør at regulering har stor betydning for estimeringen av grunnvannsbidraget (Figur 18).

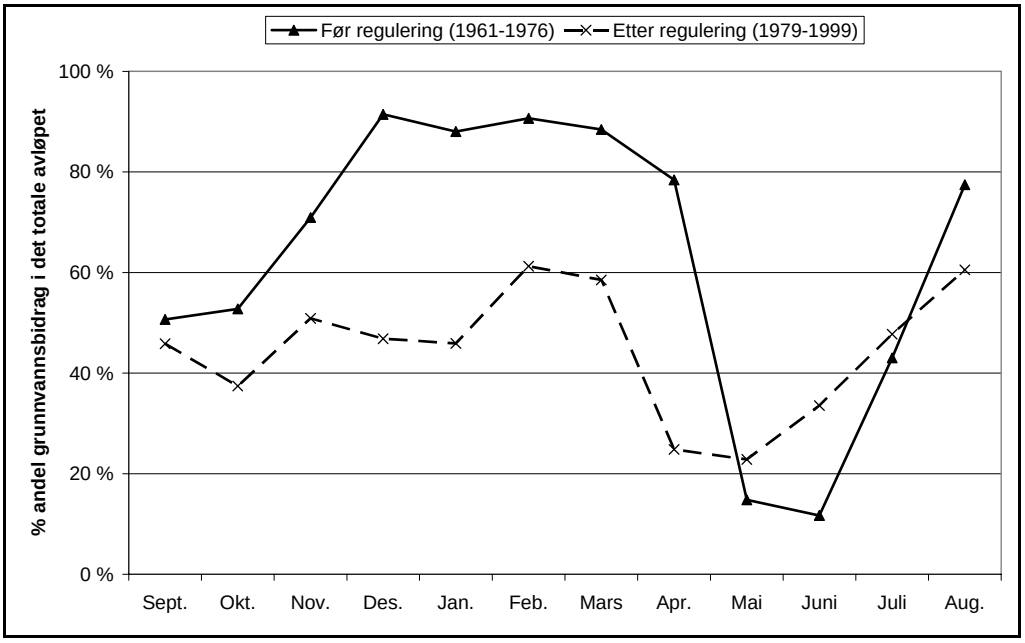
Skjomen er et brevassdrag og er godt dekket av fjell (> 75 %), resultatene må derfor tolkes forsiktig. Det er også sannsynlig at en stor andel estimert grunnvann er brevannstilførsel (Figur 19).



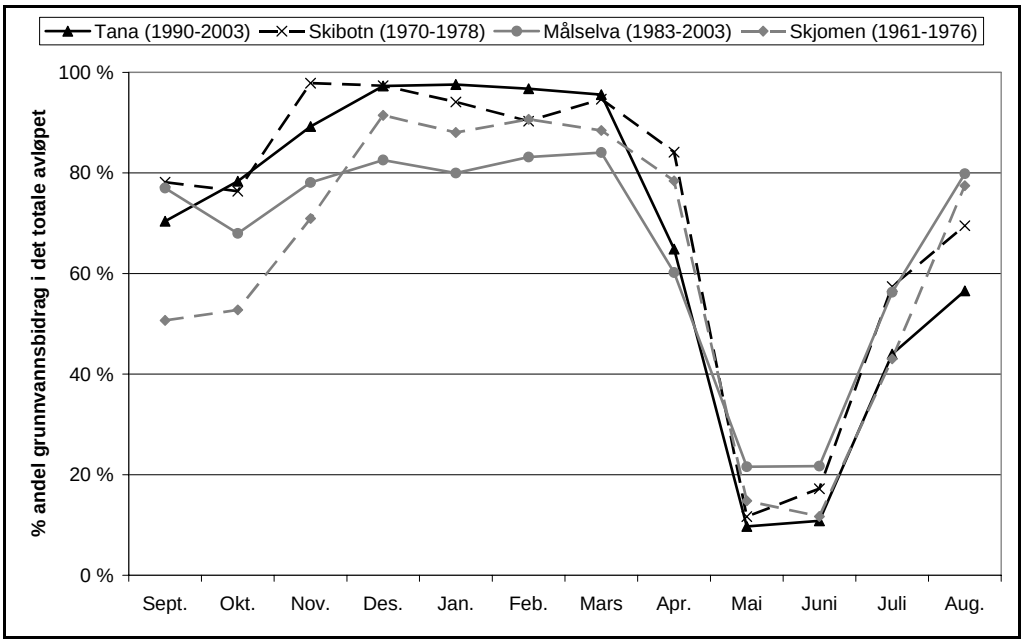
Figur 17. Endringer i estimert grunnvannsandel i det totale avløpet i Målselva før og etter regulering.



Figur 18. Endringer i estimert grunnvannsandel i det totale avløpet i Skibotn før og etter regulering.



Figur 19. Endringer i estimert grunnvannsandel i det totale avløpet i Skjomen før og etter regulering.



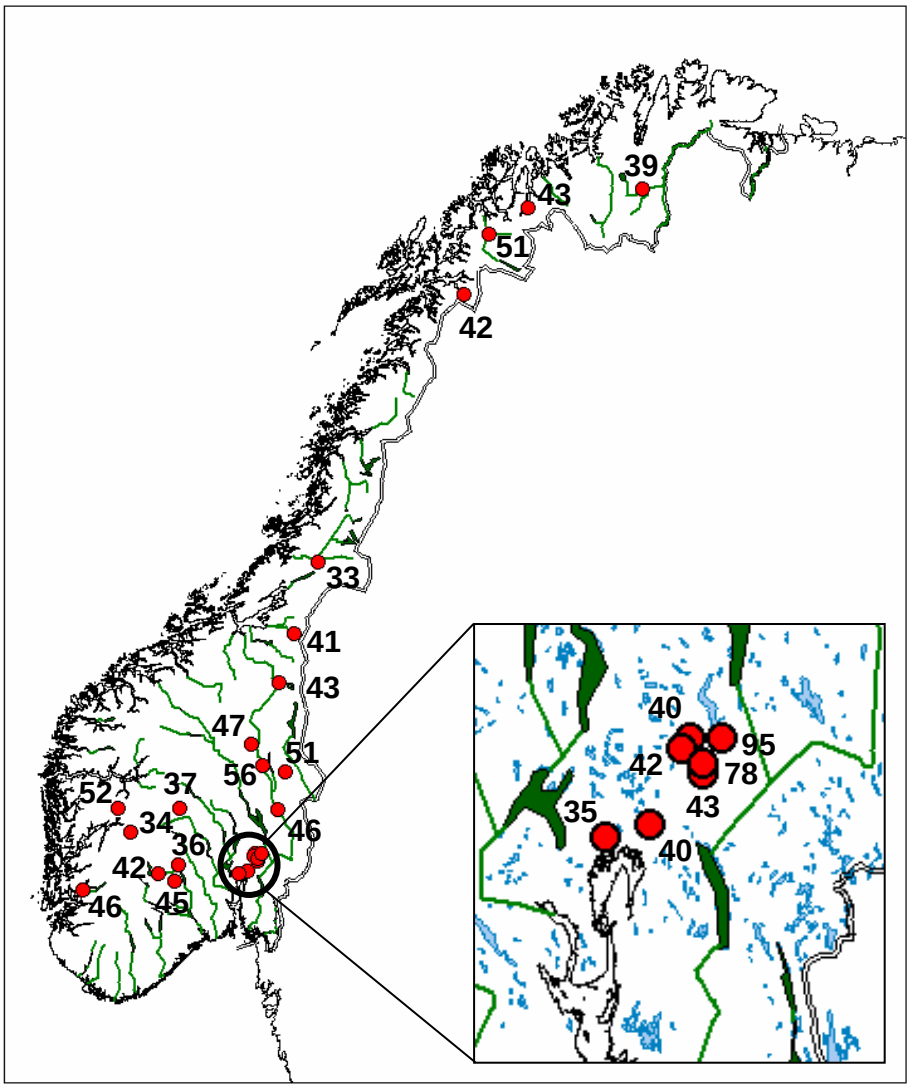
Figur 20. Estimerte grunnvannsbidrag ved utvalgte stasjoner i Troms og Finnmark

I Troms og Finnmark har de utvalgte vassdragene en stabil, høy grunnvannsandel om vinteren, mellom 80 og 95 % (Figur 20). Andelen faller meget raskt i april og når sitt minimum i mai/juni, noe som skyldes den sene snøsmeltingen. Da er grunnvanns-andelen ned mot 10 til 20 %. Grunnvannsbidraget øker igjen fra sensommeren av.

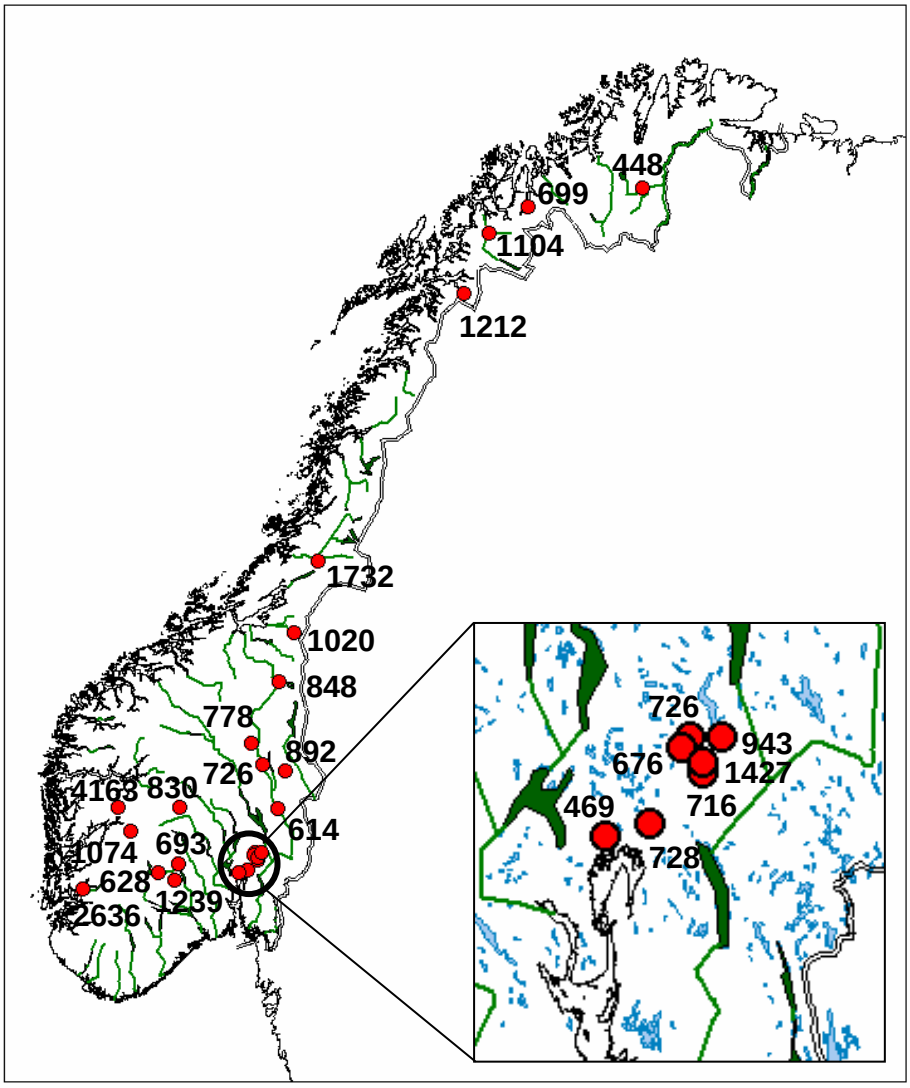
3.8 Årlig- og sesongestimat av grunnvannsbidrag

Generelt i Norge er det totale volumet av vannføring i løpet av et år dominert av vårflommer. Hvis man presenterer indeksen basert på årlig statistikk, vil nok indeksen vært ganske like over hele landet. Det årlige grunnvannsbidraget vil ”drukne” i forhold til smeltet vann om våren og nedbør. Variasjonen mellom stasjoner vil bli maskert og indeksen blir så lite sensitiv at den ikke kan brukes til å skille mellom ulike regioner med forskjellige klimatiske og/eller geologiske forhold.

Figur 21 viser en oversikt over årlige estimater av grunnvannsbidrag angitt i prosentandel av det totale avløpet. Figur 22 presenterer de samme estimatene i form av spesifikt volum i m^3/døgn/km^2, dvs. at avløpsmengdene divideres med det aktuelle nedbørfeltarealet.



Figur 21. Årlige estimater av grunnvannsbidrag angitt i prosentandel av det totale avløpet.

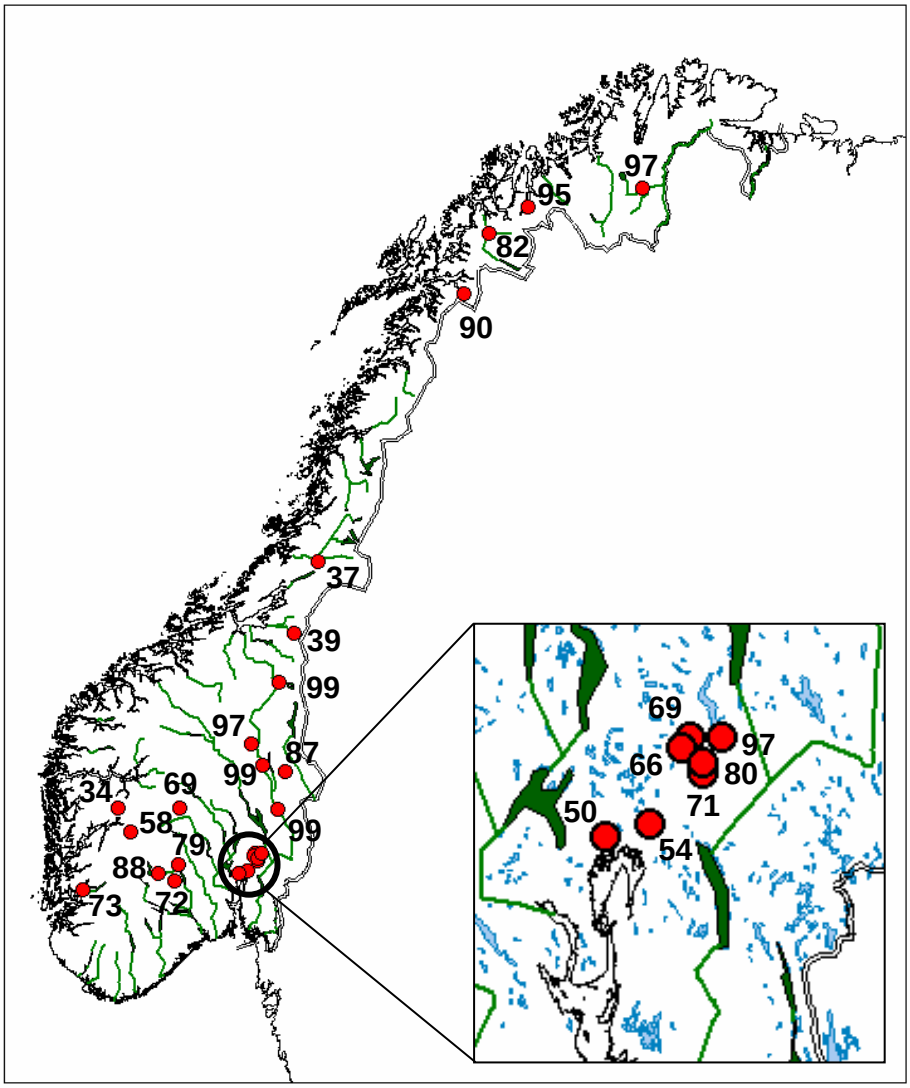


Figur 22. Årlige estimater av grunnvannsbidrag angitt i spesifikk volum (m^3/døgn/km^2).

Grafisk separering som metode er nokså problematisk i snøsmeltingsperioden om våren pga. den raske stigningen av avløpet. Hvor stor andel som er reelt grunnvann er meget vanskelig å anslå. Et lite avvik i denne perioden kan få stor betydning for års- og sesongestimatene.

Det er heller ikke så interessant i forbindelse med fastsettelse av minstevannføring å beregne grunnvannsbidraget i perioder med flom. Om vinteren derimot er det enklere å identifisere og separere basisstrømningen. I utgangspunktet, kan man anta at denne basisstrømningen er relativt permanent gjennom hele det hydrologiske året og gir et estimat av et minimum grunnvannsbidrag. Hvis basisstrømningen er beregnet for vinteren (eventuelt sensommeren), kan man trygt regne med at denne også vil være minst like stor volummessig i resten av året. Dessuten er vinterperioden (eller sensommeren) viktig fordi den ofte er preget av generell lav vannføring, og alle

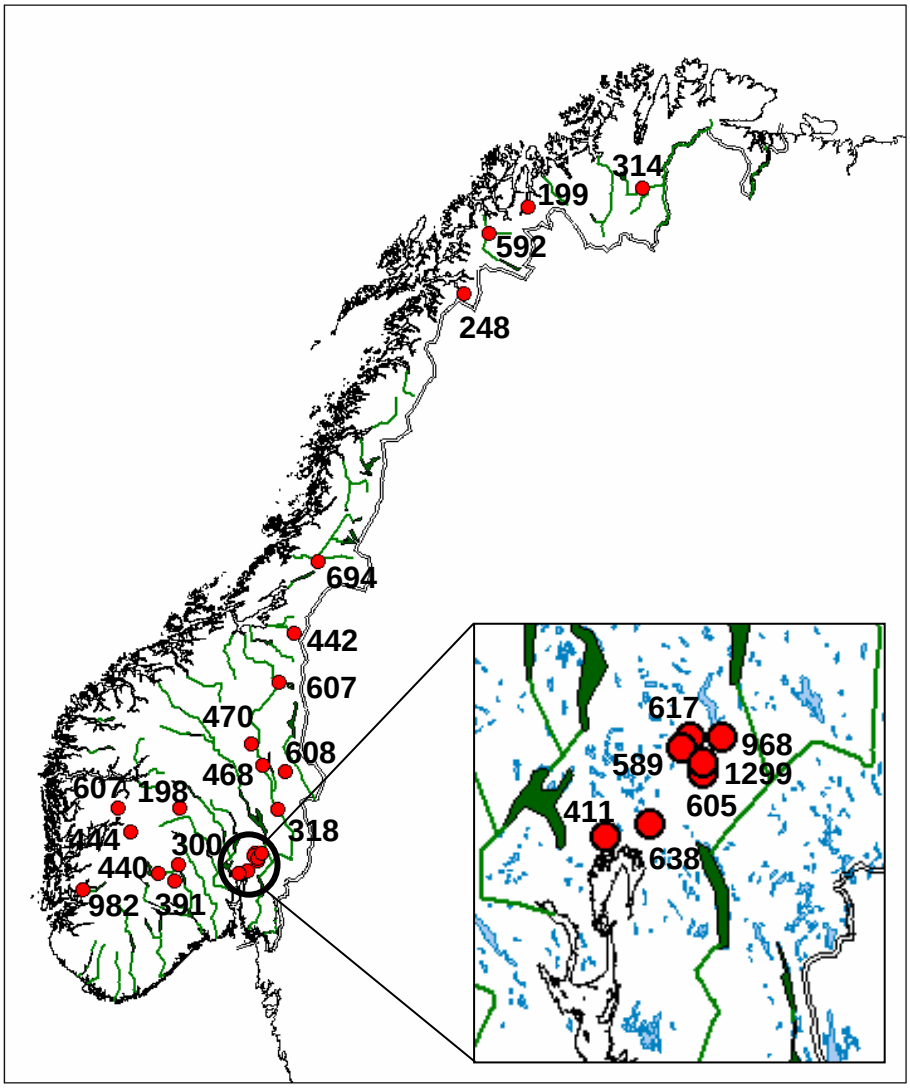
endringene i vannføring kan være sensitive for vannkjemi, temperatur, økologi i vassdraget og fortynning av forurensning. Vi mener derfor at det er hensiktsmessig å bruke sesongestimater fra vinterperioden som en representativ verdi.



Figur 23. Estimater av grunnvannsbidrag angitt i prosentandel av det totale avløpet i vinterperioden (des.-feb.).

Figur 23 viser at det er større forskjeller mellom stasjonene i estimert grunnvanns-bidrag i vinterperioden (des.-feb.) sammenlignet med de årlige estimatene i Figur 21. Det er også tydelig at grunnvann spiller en meget viktig rolle i opprettholdelsen av vannføringen i vinterperioden fordi prosentandelen gjennomgående er mye høyere enn årsgjennomsnittet, godt over 85 % av det totale avløpet for de fleste stasjonene, særlig i Midt- og Nord-Norge. På den andre siden, er grunnvannsbidrag i spesifikt volum vesentlig mindre i vinterperioden enn årsgjennomsnittet (Figur 24).

Det varierer fra rundt 200 m^3/døgn/km^2 til 1300 m^3/døgn/km^2 (0,2-1,3 mm/døgn). Dette kan forklares ved at det generelt strømmer mindre grunnvann ut i vassdrag om vinteren enn resten av året.



Figur 24. Estimater av grunnvannsbidrag angitt i spesifikk volum (m^3/døgn/km^2) i vinterperioden (des.-feb.).

Tabell 2 til 8 presenterer de samlede oversiktene over sesong- og årlig estimat av grunnvannsbidrag i tillegg til det observerte totale avløpet i ulike landsdeler, både i spesifikt volum (m^3/døgn/km^2) og i prosent. Tilsvarende sesongresultater i m^3/døgn/km^2 over hele landet er gitt i henholdsvis Figur 25 til 28. Sesonginndelingen er som følger: høst (sept.-nov.), vinter (des.-feb.), vår (mars-mai) og sommer (juni-aug.).

Resultatene viser blant annet at det til tross for generelt lav prosentandel grunnvanns-bidrag om våren og sommeren, ca. 20~50 %, er det faktisk større mengder grunnvann i vannføringen sammenlignet med om vinteren. Det tilsvarer alt fra 400 m^3/døgn/km^2 til 11000 m^3/døgn/km^2 (0,4 til 11,1 mm/døgn) i denne perioden.

Tabell 2. Estimerte sesong og årlig grunnvannsbidrag og tilsvarende observerte totale avløp i Glommavassdraget, nord for Elverum.

			Aursunden	Fossum	Stai	Nordre Osa	Elverum
Høst	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	1294	960	863	954	741
		Totalt avløp	1502	1286	1089	1748	979
	% andel av grunnvann		86	75	79	55	76
Vinter	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	607	470	468	608	318
		Totalt avløp	615	485	474	700	321
	% andel av grunnvann		99	97	99	87	99
Vår	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	396	449	529	858	367
		Totalt avløp	1541	1918	1519	2668	1758
	% andel av grunnvann		26	23	35	32	21
Sommer	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	1095	1231	1042	1144	1023
		Totalt avløp	4267	2842	2102	1804	2203
	% andel av grunnvann		26	43	50	63	46
Årlig	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	848	778	726	892	614
		Totalt avløp	1990	1640	1301	1736	1322
	% andel av grunnvann		43	47	56	51	46

Tabell 3. Estimerte sesong og årlig grunnvannsbidrag og tilsvarende observerte totale avløp i Glommavassdraget ved Leira.

			Kråkfoss	Kringlerdal	Rotua	Vikka	Risa
Høst	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	737	763	690	1530	956
		Totalt avløp	1940	2079	2109	1932	1014
	% andel av grunnvann		38	37	33	79	94
Vinter	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	605	617	589	1299	968
		Totalt avløp	856	894	894	1631	993
	% andel av grunnvann		71	69	66	80	97
Vår	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	910	924	968	1560	907
		Totalt avløp	2737	2925	2355	2184	955
	% andel av grunnvann		33	32	41	71	95
Sommer	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	610	598	455	1316	903
		Totalt avløp	1146	1271	1045	1529	954
	% andel av grunnvann		53	47	44	86	95
Årlig	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	716	726	676	1427	943
		Totalt avløp	1674	1796	1604	1820	988
	% andel av grunnvann		43	40	42	78	95

Tabell 4. Estimerte sesong og årlig grunnvannsbidrag og tilsvarende observerte totale avløp i Oslo og Akershus.

			Gryta	Sæternbekken
Høst	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	871	531
		Totalt avløp	2333	1858
	% andel av grunnvann		37	29
Vinter	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	638	411
		Totalt avløp	1176	814
	% andel av grunnvann		54	50
Vår	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	958	706
		Totalt avløp	2706	1943
	% andel av grunnvann		35	36
Sommer	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	446	182
		Totalt avløp	1061	629
	% andel av grunnvann		42	29
Årlig	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	728	469
		Totalt avløp	1821	1322
	% andel av grunnvann		40	35

Tabell 5. Estimerte sesong og årlig grunnvannsbidrag og tilsvarende observerte totale avløp i Rogaland og Hordaland.

			Suldalslågen	Bjoreio	Slondalsvatn
Høst	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	2831	1051	3078
		Totalt avløp	6439	1732	8143
	% andel av grunnvann		44	61	38
Vinter	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	982	444	607
		Totalt avløp	1336	761	1768
	% andel av grunnvann		73	58	34
Vår	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	1131	382	1492
		Totalt avløp	4880	3257	5221
	% andel av grunnvann		23	12	29
Sommer	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	5568	2407	11388
		Totalt avløp	10324	6872	16666
	% andel av grunnvann		54	35	68
Årlig	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	2636	1074	4163
		Totalt avløp	5767	3173	7983
	% andel av grunnvann		46	34	52

Tabell 6. Estimerte sesong og årlig grunnvannsbidrag og tilsvarende observerte totale avløp i Buskerud og Telemark.

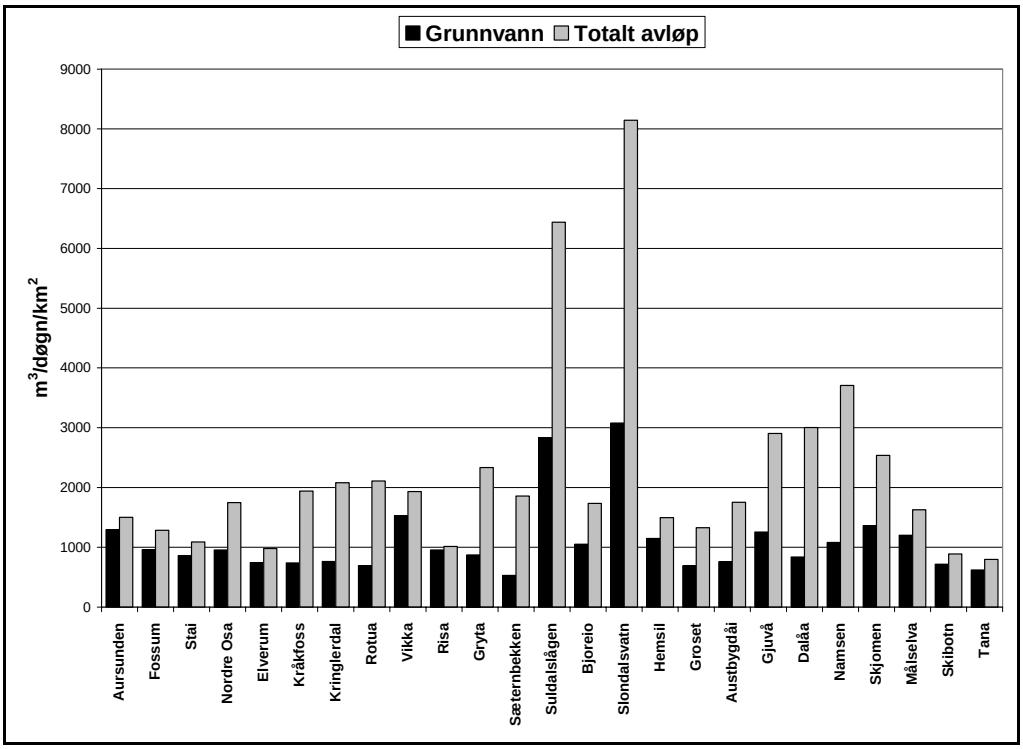
			Hemsil	Groset	Austbygdåi	Gjuvå
Høst	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	1148	689	757	1255
		Totalt avløp	1496	1328	1752	2903
	% andel av grunnvann		77	52	43	43
Vinter	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	198	440	300	391
		Totalt avløp	288	502	378	540
	% andel av grunnvann		69	88	79	72
Vår	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	194	687	460	1239
		Totalt avløp	1936	2788	2820	3930
	% andel av grunnvann		10	25	16	32
Sommer	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	1771	690	1246	2053
		Totalt avløp	5236	1268	2780	3712
	% andel av grunnvann		34	54	45	55
Årlig	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	830	628	693	1239
		Totalt avløp	2252	1477	1942	2783
	% andel av grunnvann		37	42	36	45

Tabell 7. Estimerte sesong og årlig grunnvannsbidrag og tilsvarende observerte totale avløp i Nord-Trøndelag.

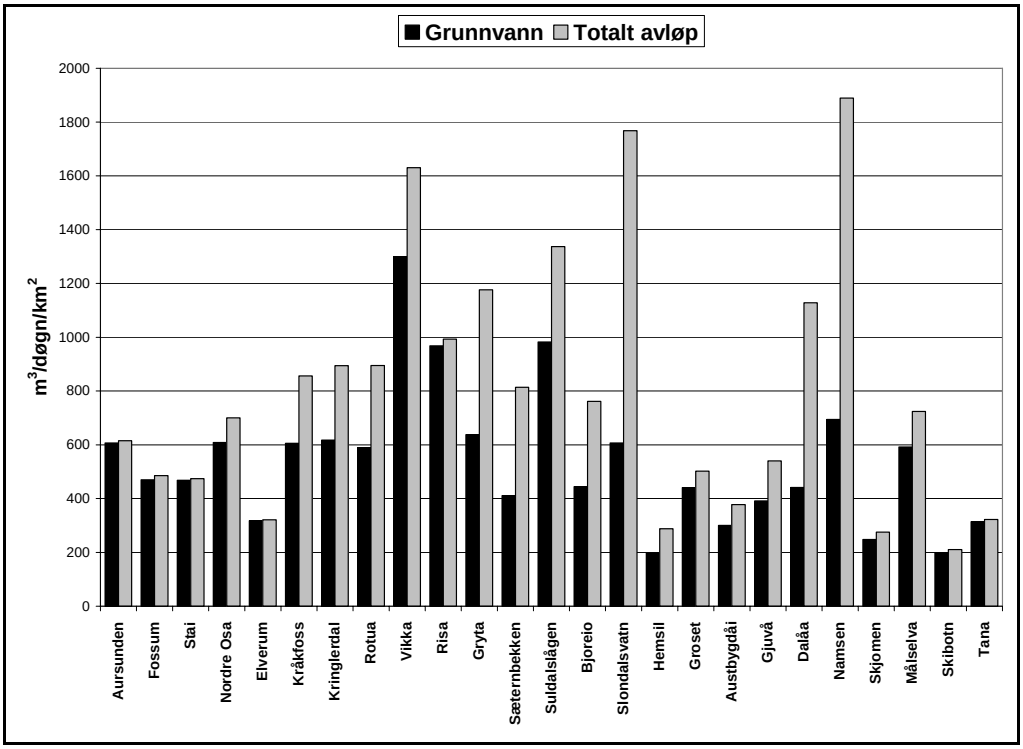
			Dalåa	Namsen
Høst	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	837	1079
		Totalt avløp	3003	3707
	% andel av grunnvann		28	29
Vinter	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	442	694
		Totalt avløp	1128	1889
	% andel av grunnvann		39	37
Vår	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	938	1948
		Totalt avløp	4251	5640
	% andel av grunnvann		22	35
Sommer	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	1849	3178
		Totalt avløp	3789	5769
	% andel av grunnvann		49	55
Årlig	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	1020	1732
		Totalt avløp	3053	4266
	% andel av grunnvann		33	41

Tabell 8. Estimerte sesong og årlig grunnvannsbidrag og tilsvarende observerte totale avløp i Troms og Finnmark.

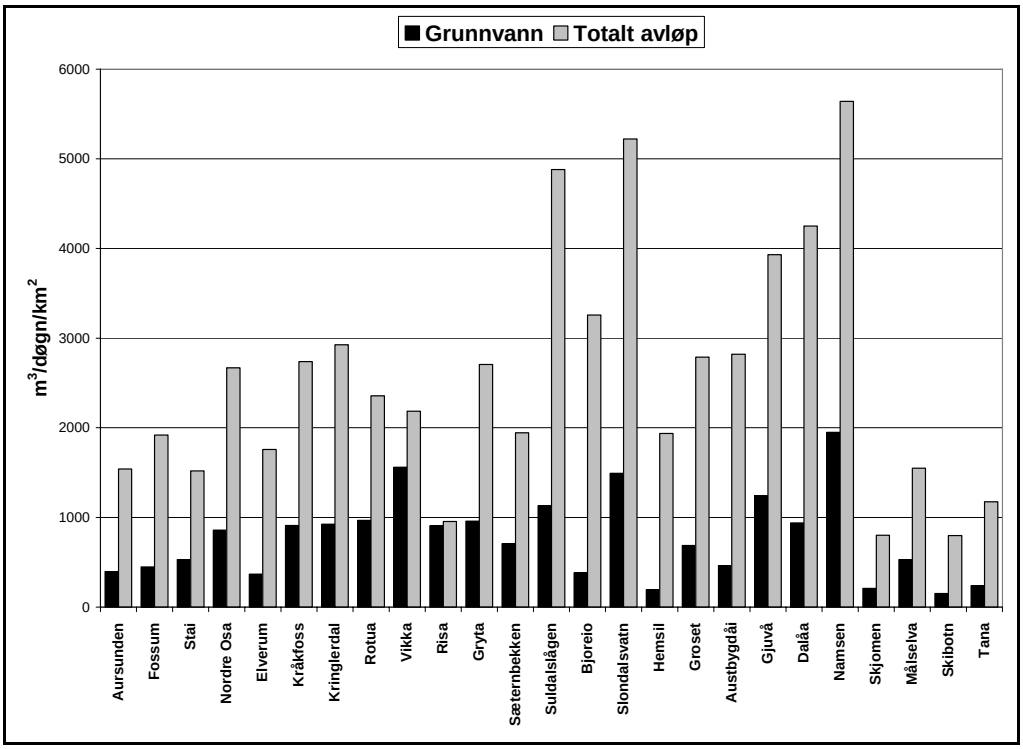
			Skjomen	Målselva	Skibotn	Tana
Høst	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	1360	1200	718	619
		Totalt avløp	2538	1625	889	796
	% andel av grunnvann		54	74	81	78
Vinter	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	248	592	199	314
		Totalt avløp	275	723	210	323
	% andel av grunnvann		90	82	95	97
Vår	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	207	530	151	239
		Totalt avløp	799	1548	797	1174
	% andel av grunnvann		26	34	19	20
Sommer	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	3016	2083	1717	619
		Totalt avløp	7893	4776	4569	2330
	% andel av grunnvann		38	44	38	27
Årlig	**Spesifikt volum (m^3/døgn/km^2)**	**Grunnvann**	1212	1104	699	448
		Totalt avløp	2892	2177	1626	1161
	% andel av grunnvann		42	51	43	39



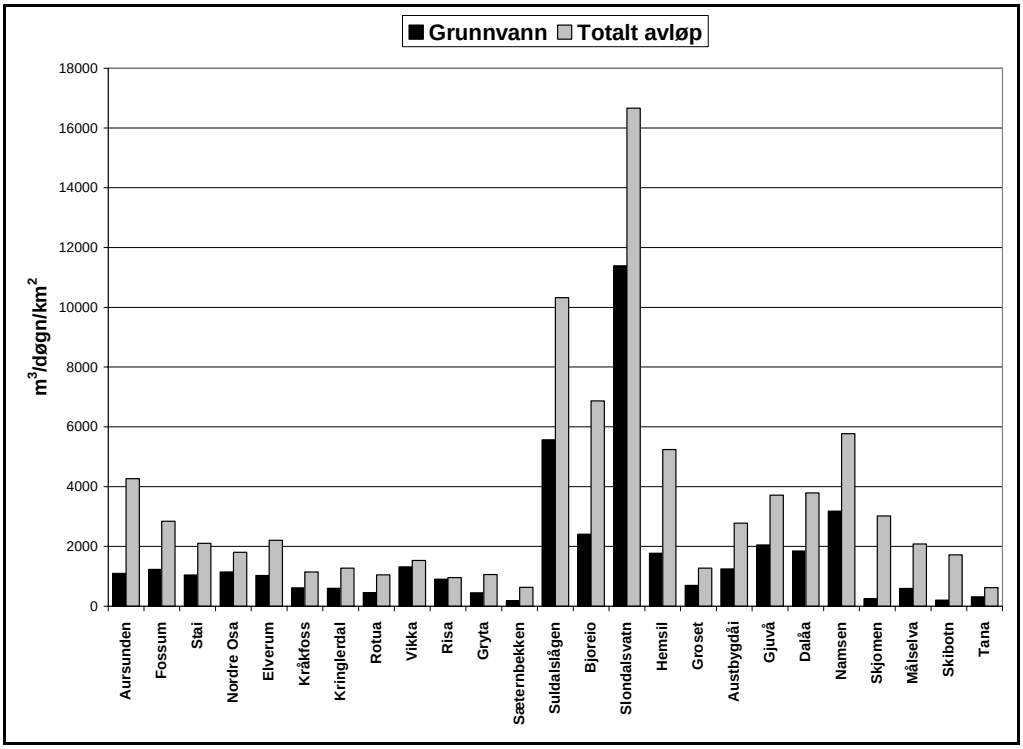
Figur 25. Sesongoversikt over estimerte grunnvannsbidrag og tilsvarende observerte totale avløp i spesifikt volum i høstperioden (sept. – nov.).



Figur 26. Sesongoversikt over estimerte grunnvannsbidrag og tilsvarende observerte totale avløp i spesifikt volum i vinterperioden (des. – feb.).



Figur 27. Sesongoversikt over estimerte grunnvannsbidrag og tilsvarende observerte totale avløp i spesifikt volum i vår perioden (mars – mai).



Figur 28. Sesongoversikt over estimerte grunnvannsbidrag og tilsvarende observerte totale avløp i spesifikt volum i sommer perioden (juni – aug.).

3.9 Grunnvannsdannelse

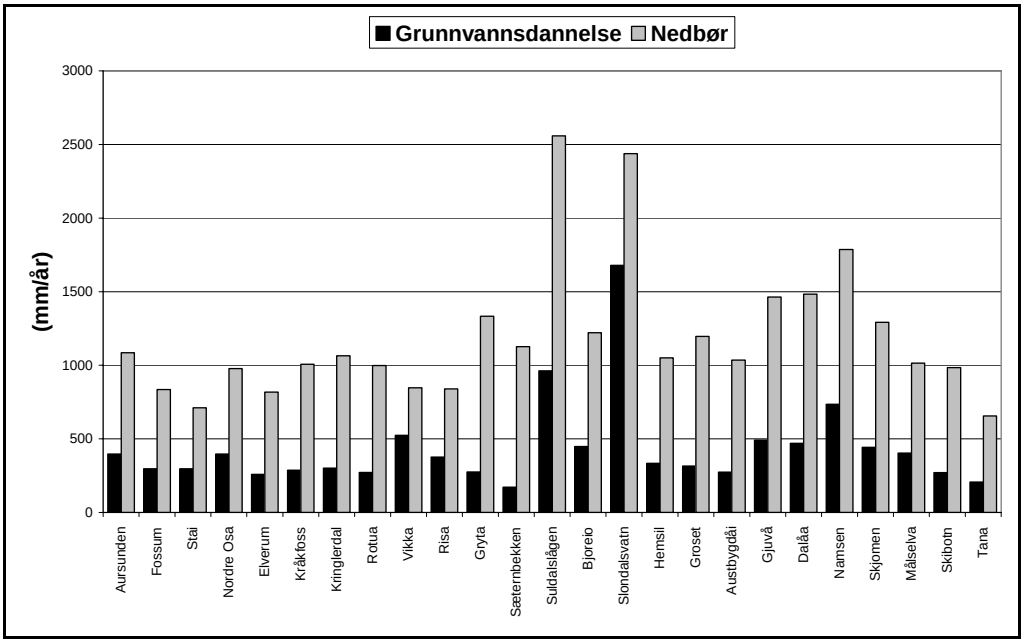
Ut fra en vannbalansebetraktning og på årlig basis (hydrologisk år), hvis vi antar at det verken er oppmagasinering eller nedtapping av grunnvann fra grunnvanns-magasiner, så er grunnvannsdannelsen omtrent lik grunnvannsbidraget i det totale avløpet. Med grunnvann menes her grunnvann med lang oppholdstid, dvs. stabil temperatur og kjemiske karakteristika (se diskusjon i Kapittel 4).

Grunnvannsdannelsen er vanligvis angitt i mm/år. For å kunne konvertere til den ønskede enhet, må grunnvannsbidraget først divideres med det effektive arealet[3]. Resultater er presentert i Tabell 9 og Figur 29. Nedbør som oppgis i Tabell 9 og Figur 29 er årsmiddelnedbør basert på avrenningskart for Norge i perioden 1961-1990 (Beldring et al., 2002).

Tabell 9. Oversikt over estimerte grunnvannsdannelse samt årsmiddelnedbør for de utvalgte stasjoner.

	Aursunden	**Fossum**	**Stai**	**Nordre Osa**	**Elverum**
Grunnvannsdannelse (mm/år)	397	297	297	396	258
Nedbør (mm/år)	1085	835	712	978	818
	Kråkfoss	**Kringlerdal**	**Rotua**	**Vikka**	**Risa**
Grunnvannsdannelse (mm/år)	287	301	272	523	376
Nedbør (mm/år)	1007	1065	998	847	839
	Gryta	**Sæternbekken**	**Suldalslågen**	**Bjoreio**	**Slondalsvatn**
Grunnvannsdannelse (mm/år)	275	171	962	448	1679
Nedbør (mm/år)	1333	1126	2559	1221	2438
	Hemsil	**Groset**	**Austbygdåi**	**Gjuvå**	**Dalåa**
Grunnvannsdannelse (mm/år)	333	315	275	492	469
Nedbør (mm/år)	1050	1196	1035	1464	1483
	Namsen	**Skjomen**	**Målselva**	**Skibotn**	**Tana**
Grunnvannsdannelse (mm/år)	735	442	403	271	206
Nedbør (mm/år)	1787	1292	1014	985	656

[3] Ved estimering av grunnvannsdannelse og beregning av basisstrømning i enheten mm/år, er en av de mest usikre faktorene det effektive arealet, dvs. arealet hvor nydannelse av grunnvann forekommer. Dette ekskluderer innsjøer, breer og myrområder. Når man vil beregne arealet til et nedbørfelt må det også tas hensyn til at tilstrømningen gjennom fjellmassene kan gi et annerledes nedbørfeltareal enn det som blir fastsatt kun på grunnlag av de topografiske forhold.



Figur 29. Estimert årlig grunnvannsdannelse basert på BF-G metoden samt årsmiddelnedbør basert på avrenningskart for Norge i perioden 1961-1990 (Beldring et al., 2002).[4]

For de fleste stasjonene i analysen er gjennomsnitt årlig grunnvannsdannelse på ca. 300~400 mm og de ligger stort sett i de delene av landet hvor årsmiddelnedbøren er rundt 800 til 1200 mm. Stasjonene på Vestlandet har derimot mye større årlig grunnvannsdannelse enn ellers i landet, fra ca. 1000 mm og opp til nesten 1700 mm. Tilsvarende årsmiddelnedbør er godt over 1200 mm og opp mot 3000 mm. Generelt er den estimerte årlige grunnvannsdannelsen ca. 30~40 % av nedbøren.

[4] For Slondalsvatn i Hordaland, er tallet på årsmiddelnedbør angitt i avrenningskartet for Norge for lavt. Den gjennomsnittlige observerte vannføringen er i underkant av 2900 mm/år mens den modellerte verdien som avrenningskartet for Norge er basert på er kun 2270 mm/år. Det er tydelig at årsmiddelnedbøren i dette tilfellet burde ha vært betydelig høyere, godt over 3000 mm/år.

4 Diskusjon

Med BF-G metoden estimerer vi mengden vann som strømmer ut i vassdrag etter å ha vært lagret i grunnen over en viss tid. Vann som har hatt en lang oppholdstid i grunnen har spesielle karakteristika (kjemi, temperatur) som har stor betydning for vassdragets økologi. Det er dette vannet vi i utgangspunktet er interessert i å kvantifisere.

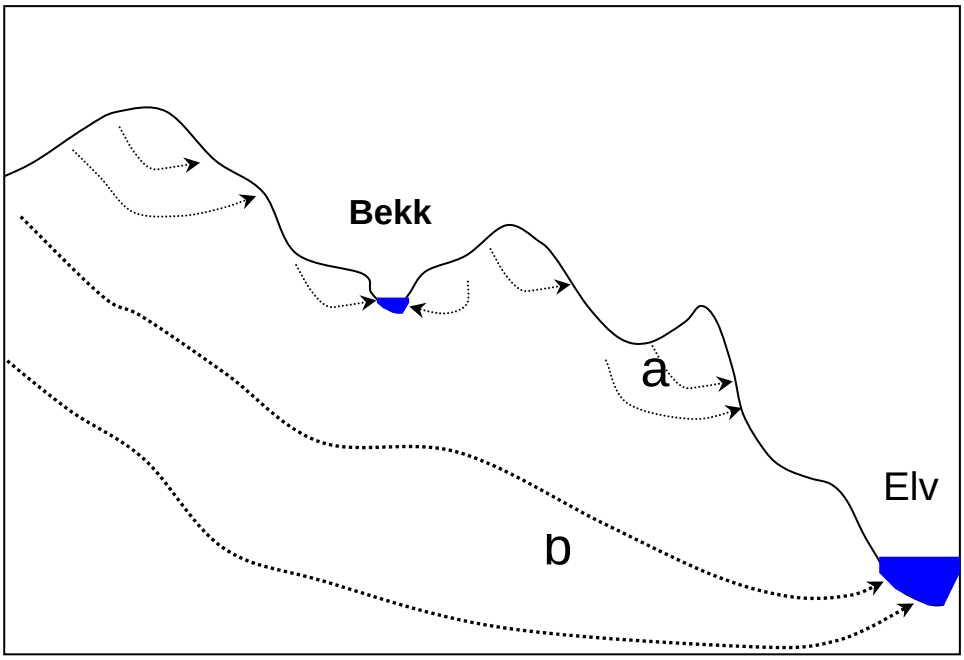
Grunnvann med kort oppholdstid, dvs. vannet som infiltrerer i jorda ved snøsmelting og langvarig nedbør, sirkulerer i de øverste lagene av jorda og strømmer relativt raskt ut i terreng igjen. Dette vannet kan ikke betraktes som en grunnvannsressurs fordi det ofte befinner seg i grunnen kun få dager/uker pr år og ikke bærer preg av typisk grunnvann med stabil temperatur og kjemiske egenskaper.

Figur 30 illustrerer godt hva som menes med grunnvann med lav (a) og lang (b) oppholdstid. Hvor skillet går mellom det rene grunnvannet med lang oppholdstid og grunnvann med kort oppholdstid er imidlertid veldig vanskelig å definere.

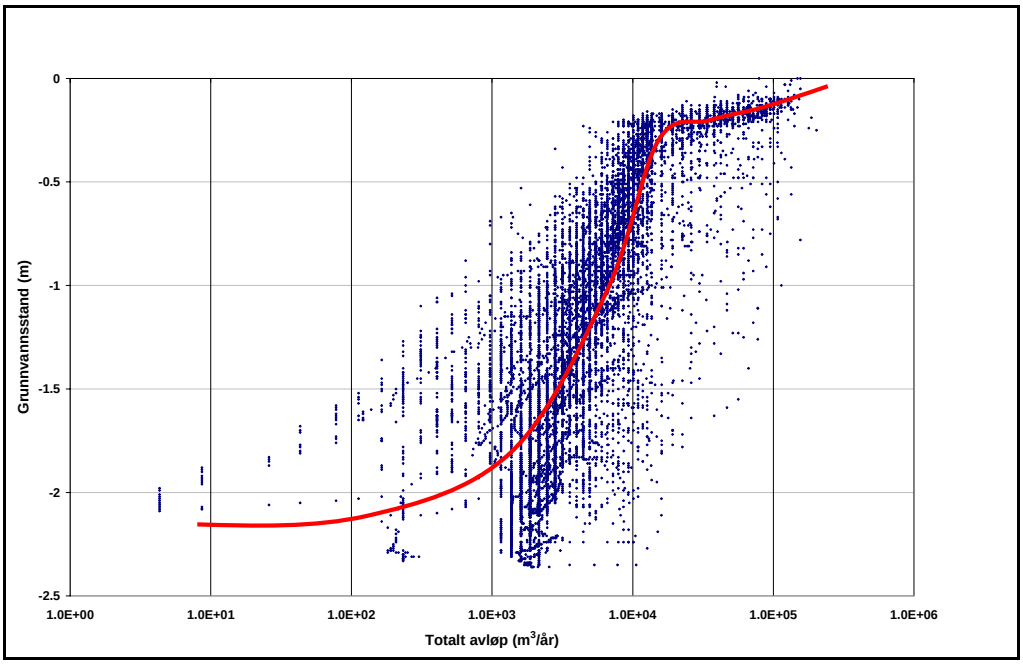
Det er to prosesser som påvirker vannets oppholdstid:

(1) lokalisering i forhold til de nærmeste utstrømningspunktene: Grunnvann strømmer ut til lavere punkter i terrenget (utstrømningsområder som myrer, bekker, innsjøer). Arealet til disse utstrømningsområder øker kraftig ved snøsmeltingen som følge av høyere grunnvannsstand.

(2) løsmassenes egenskaper: I morenejord øker hydraulisk ledningsevne mot overflaten. Dette kan forklare økningen i grunnvannsbidrag til vassdraget ved høy grunnvannsstand (Figur 31). Dette kombineres med en økning i grunnvannstrykk samt brattere grunnvannsspeil og større tverrsnittareal (transmissivitet), og forårsaker en økning i grunnvannsutrømning (Darcys lov).



Figur 30. Skisse over strømningen av grunnvann med kort (a) og lang (b) oppholdstid i grunnen. Grunnvann med kort oppholdstid, dvs. vannet som infiltrerer i jorda ved snøsmelting og langvarig nedbør, sirkulerer i de øverste lagene av jorda og strømmer relativt raskt ut i terreng igjen. "Sub-overflate" strømning foregår når grunnvannsstand er veldig høy etter snøsmelting eller mye nedbør.



Figur 31. Relasjon mellom det totale avløpet observert i Grosetbekken og grunnvannsstand i perioden 1974-2003 (daglige interpolerte data).

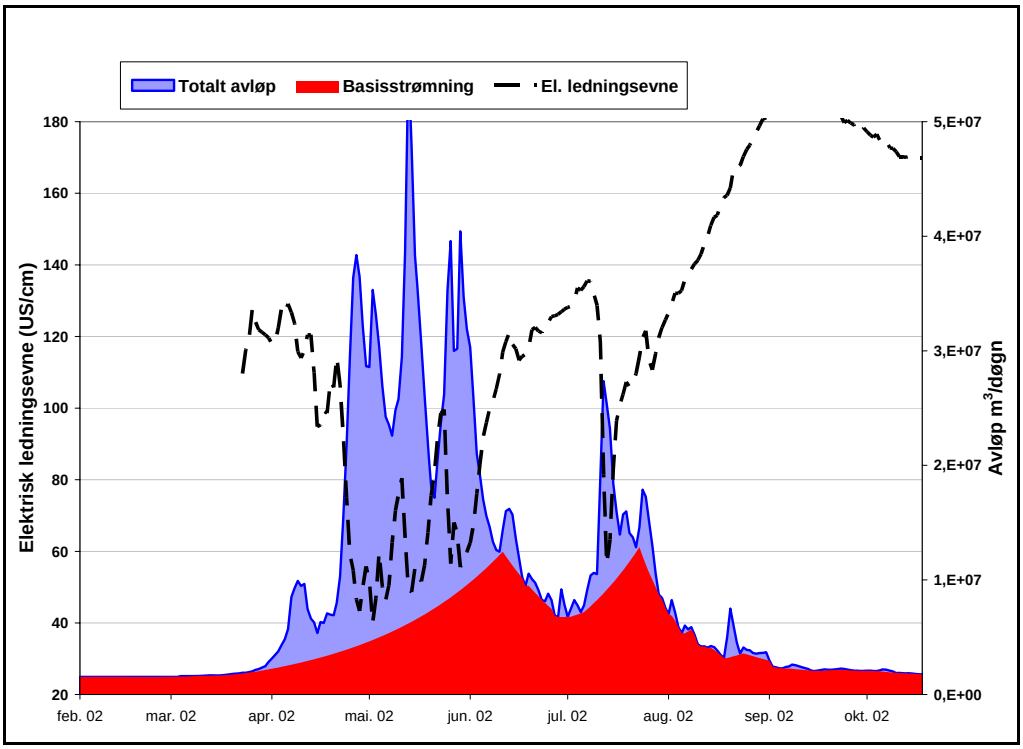
Transport av vann i dybden (Figur 30 (b)) til utstrømningsområdene tar mye lengre tid som følge av en kombinasjon av lav hydraulisk ledningsevne i de dypeste lagene og lengre vei til utstrømningsstedene. Lengre oppholdstid i grunnen gir opphav til grunnvannets spesielle fysio-kjemiske egenskaper.

Det er derfor viktig å skille mellom rask og langsom avrenning. Flomvannet består av overflatevann (”overland flow”) og sub-overflate vann (”subsurface flow” eller ”interflow”) som tilsvarer bevegelsen av vannet i de øverste lagene av jorda ((a) i Figur 30). ”Subsurface flow” er relativt høy i Norge pga. kupert landskap, høy grunnvannsstand, porøse og heterogene materialer (glasifluviale avsetninger), mens overflateavrenning oppstår relativt sjelden pga. generell lav intensitet av nedbør og frodig vegetasjon. Ved frost i jorda eller forekomst av is på overflatevann, kan rask snøsmelting imidlertid fører til betydelig overflateavrenning.

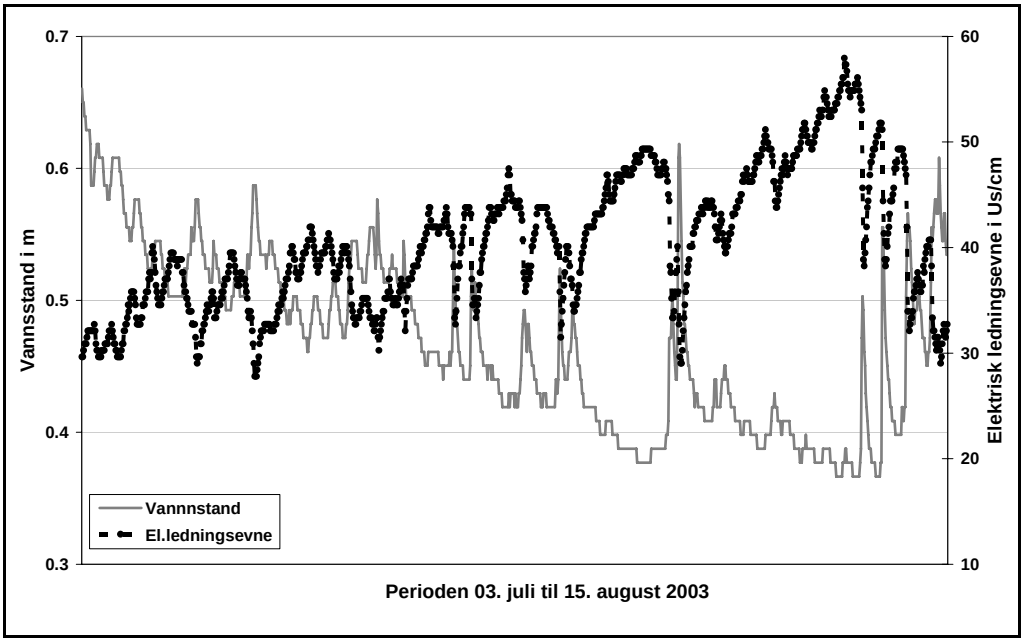
To andre argumenter for å illustrere hvorfor grunnvannet som estimeres vha. BF-G metoden tilsvarer grunnvannet med lang oppholdstid:

1) Samsvar mellom BF-G metode og observasjon av elektrisk ledningsevne i elver.

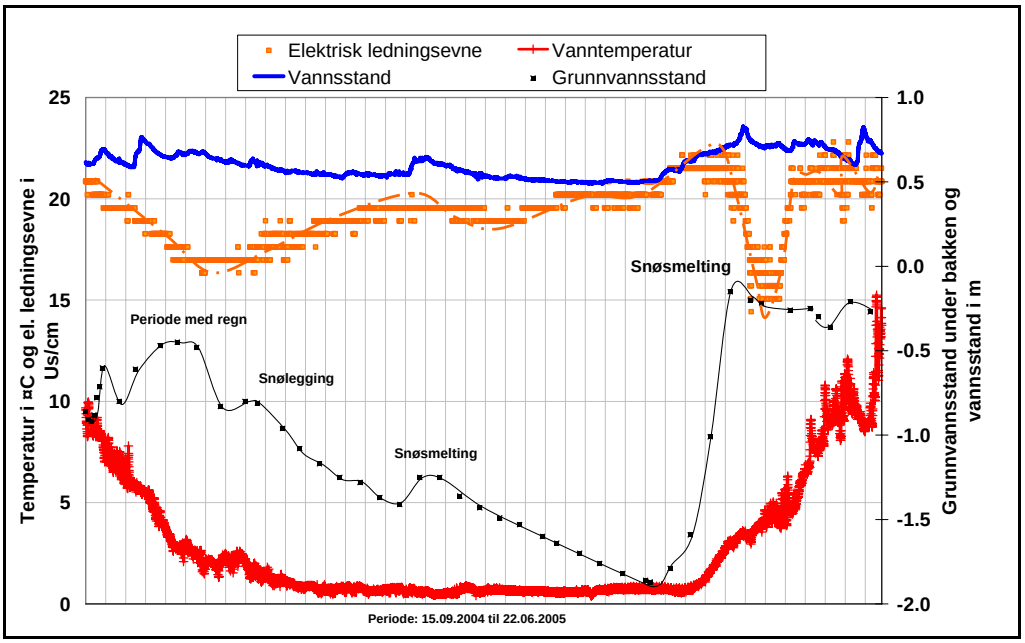
Elektriske ledningsevne gjenspeiler vannets innhold av løste ioner som skyldes utløsning fra mineralmaterialet i grunnvannssonen. En relativt stor forskjell kan registreres mellom grunnvannsdominert basisstrømning om vinteren og ionefattig flomvann under snøsmeltingen. Figur 32 viser at elektrisk ledningsevne i Glomma er høyest om vinteren og om sommeren i perioder med lav vannsstand (når andel av basisstrømning er høyest), mens den er lavest i flomperioder. Samme type resultater er funnet for Osa (Hordaland: Figur 33) og Groset (Telemark: Figur 34). I perioder med lavvann, domineres vannføringen i elvene av grunnvann fra øvrige deler av dreneringsfeltet. Totalinnholdet av løste ioner er høyest i disse periodene og dette gjenspeiles i relativt høy elektrisk ledningsevne. I perioder med større vannomsetning (flom/snøsmelting) øker andelen av overflatevann. Oppholdstiden blir mindre og konsentrasjonen av løste ioner minker.



Figur 32. Variasjon i elektrisk ledningsevne målt i Glomma på Rena i 2002 (Colleuille et al., 2004c) og basisstrømning estimering basert på det totale avløpet målt på Stai.



Figur 33. Variasjon i elektrisk ledningsevne målt i Norddøla (Osa i Hordaland).

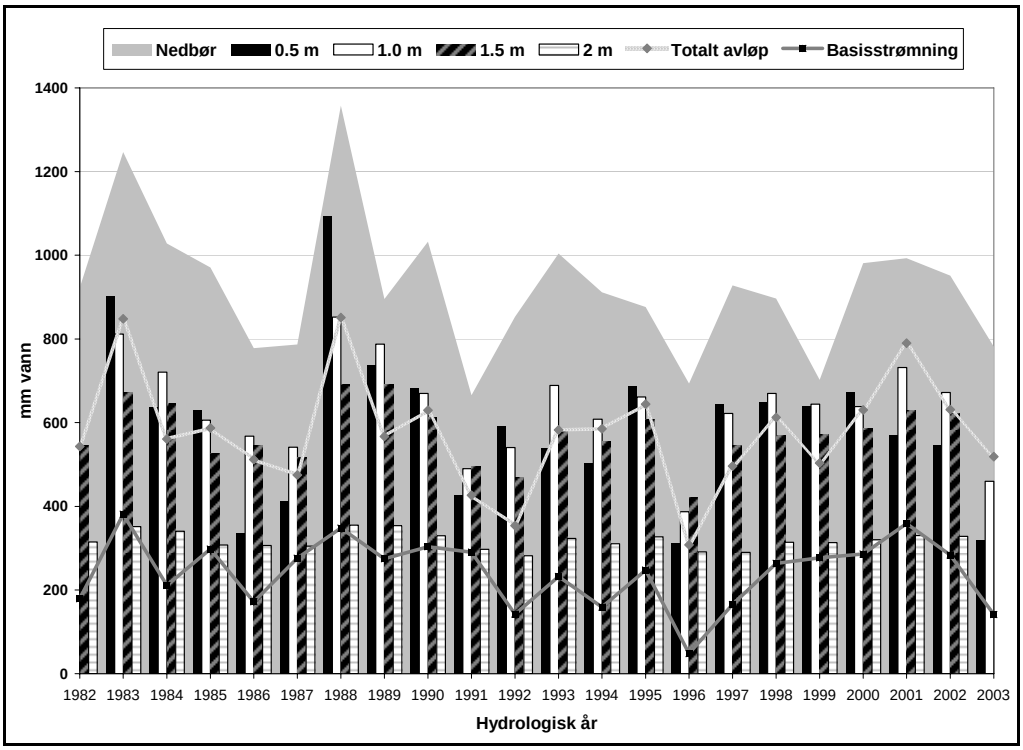


Figur 34. Variasjon i elektrisk ledningsevne målt i Grosetbekken (Telemark).[5]

2) Samsvar mellom basisstrømningsmengden og infiltrerte mengden i de dypeste lagene på Groset.

1. Et lite nedbørfelt på Hardangervidden ved Møsvatn, Groset (Telemark), er brukt for å sammenligne resultater fra to vannbalansemodeller med resultater fra BF-G metoden. Figur 35 viser at mengden av basisstrømning på Groset tilsvarer omtrent den mengden vann som infiltreres under de dypeste lagene (>2 m dyp) simulert med COUP-modell (Jansson & Karlberg, 2004). Dette gir en indikasjon på at vannmengden som estimeres vha. BF-G metoden tilsvarer vannet som har trengt inn i de dypeste lagene og derfor har lengre oppholdstid i grunnen.

[5] Elektrisk ledningsevne av kildevann målt i oppkommer i Grosetfelt ligger på ca. 25 uS/cm.



Figur 35. Total infiltrasjon av vann i de ulike jordlagene i løpet av et hydrologisk år (fra 1.sep til 31.august; 1983 tilsvarer 1982-83) simulert med COUP-modell sammenlignet med totale avløpet målt i Grosetbekken og estimert basisstrømning.[6]

2. En sammenligning mellom to hydrologiske modeller, COUP-modellen og HBV-modellen (Beldring et al., 2003) er drøftet i Beldring et al. (2005). I begge modeller infiltreres nesten alt vann i jorda og denne mengden minus evapotranspirasjon bidrar til det totale avløpet. I HBV-modellen dreneres hele vannmengden som infiltreres i jorda ut i vassdraget som grunnvann. Den består imidlertid av både grunnvann med lang oppholdstid og kort oppholds-tid (interflow), noe som forklarer at estimert grunnvannsdannelse med HBV er mye større enn med BF-G metoden.

Basisstrømning som er beregnet i dette prosjektet, representerer et gjennomsnitt for det aktuelle nedbørfeltet. Det kan i prinsippet forekomme store, lokale forskjeller i enkelte store vassdrag som følge av ulike geologiske eller klimatiske forhold. Vi har for eksempel sett tidligere (Colleuille et al., 2004c) hvor mye egenskapene til bunn-sedimentene kan påvirke utstrømningsmengdene lokalt i skala til en enkelt elveslette på noen få kilometer.

[6] Avløpet og basisstrømning er angitt i mm/år ved å anta et effektivt nedbørfeltareal på ca. 75% (25% myr/innsjø).

Pr. i dag finnes det ca. 360 målestasjoner av vannføring i uregulerte vassdrag og ca. 200 i regulerte vassdrag. Disse stasjonene kan danne grunnlaget for utarbeidelse av et landsdekkende kart over årlig basisstrømning. Det er imidlertid fortsatt mange vassdrag uten måling av vannføring. Regional regresjon med bruk av felt-karakteristika kan være en effektiv metode for estimering av basisstrømning i disse umålte felt. Væringstad & Hisdal (2005) viser hvordan lavvannsindekser generelt og alminnelig lavvannføring spesielt kan beregnes ved hjelp av multippel regional regresjon. Utfordringen ligger blant annet i å skaffe slike landsdekkende karakteristika som for eksempel løsmasser og vegetasjon i en tilstrekkelig god oppløsning.

5 Konklusjon

Et av formålene med dette prosjektet har vært å belyse hvor viktig grunnvanns-bidraget generelt er for avløpet i et vassdrag. Resultater fra analysen av daglige vannføringsdata fra 25 målestasjoner viser at grunnvann spiller en dominerende rolle, særlig i lavvannsperioder om vinteren og/eller sensommeren. Grunnvann kan utgjøre alt fra 40 % til i underkant av 100 % av det totale avløpet i slike perioder. For de fleste målestasjonene, representerer grunnvannsbidraget om vinteren mer enn 85 % av det totale avløpet. Omregnet til spesifikt volum, kan dette bidraget være alt fra 200 m^3/døgn/km^2 til 1300 m^3/døgn/km^2 (0,2 til 1,3 mm/døgn). Selv i snøsmelte- og flom-perioder er den mengden av grunnvann som strømmer ut i vassdraget ikke neglisjerbar, mellom 400 m^3/døgn/km^2 og 11000 m^3/døgn/km^2 (0,4 til 11,1 mm/døgn) i løpet av korte perioder. Denne mengden er faktisk i absoluttverdi større enn i vinterperioden.

I forbindelse med fastsettelse av minstevannføring, er det nyttig å ta hensyn til basisstrømning. Estimering av basisstrømning om vinteren (eventuelt sensommeren), kan benyttes som et estimat for minimum grunnvannstilsig i det aktuelle vassdraget.

Hvis man antar at et nedbørfelt i løpet av et hydrologisk år (sept. - aug.) er i hydraulisk likevekt dvs. verken oppmagasinering eller nedtapping av grunnvann, kan basisstrømningen danne grunnlaget for estimering av den årlige grunnvanns-dannelsen. Generelt viser resultater at det gjennomsnittlig dannes 300 til 400 mm grunnvann hvert år, mens årsmiddelnedbøren i mesteparten av landet ligger på 800~1200 mm. For stasjonene på Vestlandet er grunnvannsdannelse mye større, ca. 1000~1700 mm fordi den årlige nedbøren også er betydelig større, antageligvis på 1200~3000 mm. Slike data kan benyttes ved evaluering av grunnvannsressursenes status (kvantitet) og ved sårbarhetsvurdering av et vassdrag med hensyn til tørke, grunnvannsuttak og reguleringer.

Basisstrømning eller grunnvannsdannelse som estimeres i dette arbeidet er grunnvann med lang oppholdstid, dvs. stabil temperatur og kjemiske karakteristika. Estimatene er best egnet som et gjennomsnitt for hele nedbørfeltet og for uregulerte vassdrag. Anvendelse av disse verdiene som absolutte representasjoner av grunnvanns-utstrømning i en liten skala er ikke tilrådelig.

Forvaltning av grunnvann og overflatevann bør sees i sammenheng og ikke som to atskilte ressurser. Kjennskap til nydannelses-, uttaks- (pumping), og utstrømnings-mengder av grunnvann bør være viktige parametere mht. fastsettelse av minste-vannføring i et vassdrag.

6 Referanser

Andersen, T., 1972. En undersøkelse av grunnvannsmagasinet i et representativt høyfjellsområde. Hovedfagsoppgave. Institutt for geofysikk, Universitetet i Oslo.

Andersen, T., Gjørsvik, O. & Ruud, L., 1972. Grunnvannsundersøkelser i Aursund-feltet. NVE Rapport Nr. 3-72.

Arnold, J.G., Allen, P.M., Muttiah, R. & Bernhardt, G., 1995. Automated base flow separation and recession analysis techniques. Ground Water 33 (6), 1010-1018.

Beldring, S., Roald, L.A. & Voksø, A., 2002. Avrenningskart for Norge. Årsmiddel-verdier for avrenning 1961-1990. NVE Dokument Nr. 2-02.

Beldring, S., Colleuille, H., Haugen, L.E., Roald, L.A. & Øverlie, T., 2005. Climate change impacts on hydrological processes in headwater catchments. Headwater conference ”Hydrology, Ecology and Water Resources in Headwaters” in Bergen, 20-23 June 2005. 10s.

Bergan, P.I., Jensen, C.S., Gravem, F.R., L’Abée-Lund, J.H., Lamberg, A. & Fiske, P., 2003. Krav til vannføring og temperatur for oppvandring av laks og sjøørret. NVEs rapport Miljøbasert vannføring 2-2003.

Birtles, A.B., 1978. Identification and separation of major base flow components from a stream hydrograph. Water Resources Research 14 (5), 791-803.

Bogen, J. & Sandersen, F., 1991. Sedimentkilder, erosjonsprosesser og sedimenttransport i Leira-vassdraget på Romerike. Delrapport i prosjektet: Forurensning som følge av leirerosjon og betydningen av erosjonsforebyggende tiltak. NVE Publikasjon Nr 20.

Brabrand, Å., Bremnes, T., Saltveit, S.J., Koestler, A.G. & Bogen, J., 2005. Økologisk betydning av grunnvann for bunndyr og fisk. NVEs rapport Miljøbasert vannføring 2-2005.

Colleuille, H., Pedersen, T.S., Dimakis, P. & Frengstad, B., 2004a. Elv og grunnvann. Analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark (002.Z). Rapport 1. Formål og metoder. NVEs rapport Miljøbasert vannføring 1-2004.

Colleuille, H., Pedersen, T.S. & Dimakis, P., 2004b. Elv og grunnvann. Analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark (002.Z). Rapport 2. Materiale og feltmålinger. NVEs rapport Miljøbasert vannføring 3-2004.

Colleuille, H., Wong, W.K. & Dimakis, P., 2004c. Elv og grunnvann. Analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark (002.Z). Rapport 3. Grunnvannsmodellering. Miljøbasert vannføring rapport nr. 2-2004.

Gaukstad, L., Haraldseth, Å., Hagen, K.R., & Rognlien, S., 1995. Glommens og Laagens Brukseierforening Bind III 1968-1993. ISBN 82-993758-0-0. 316s.

Gjørsvik, O., 1970. Grosetbekken. En vurdering av vannbalansen. NVE Rapport nr. 2/70, Del I.

Grip, H. & Rodhe, A., 1988. Vattnets väg från regn till bäck. Hallgren & Fallgren Studieförlag AB, Uppsala. 156 s.

Hall, F.R., 1968. Base flow recessions – a review. Water Resources Research 4 (5), 973-983.

Institute of Hydrology, 1980. Low flow studies report (1-4). Institute of Hydrology, Wallingford, UK.

Jannson, P.E., & Karlberg, L., 2004. Coupled heat and mass transfer modell for soil-plant-atmosphere systems. Royal Institute of Technology, Dept of Civil and Environmental Engineering, Stockholm, 435s.

Kvambekk, Å., 2004. Temperaturforhold i elver ved redusert vannføring.

Lyne, V. & Hollick, M., 1979. Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling. Hydrology and Water Resources Symposium, Institution of Engineers Australian National Conference, Publication number 79/10, 89-93.

Misund, A., Colleuille, H. & Soldal, O., 2005. Elv og grunnvann. Analyse av interaksjon mellom grunnvann og elvevann i et typisk vestlandsdalføre: Osa, Hordaland (051.1Z og 051.2Z). NVEs rapport Miljøbasert vannføring 4-2005.

Myrabø, S., 1986. Runoff studies in a small catchment. Nordic Hydrology 17, 335-346.

Nathan, R.J. & McMahon, T.A., 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. Water Resources Research 26 (7), 1465-1473.

Petterson, L.-E., 2004. Aktive vannføringsstasjoner i Norge. NVE Rapport 16.

Pettyjohn, W.A. & Henning, R., 1979. Preliminary estimate of groundwater recharge rates, related streamflow and water quality in Ohio. Ohio State University Water Resources Center Project Completion Report No. 552.

Rodhe, A., 1987. The Origin of Streamwater Traced by Oxygen-18. Uppsala University, Report Series A, No 41.

Rutledge, A.T., 1997. Computer programs for describing the recession of groundwater discharge and estimating mean groundwater recharge and discharge from streamflow records – Update. U.S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 98-4148.

Saltveit, S.J., Fiske, P., Brabrand, Å., Sægrov, H. & Ugedal, O., 2004. Bruk av fangststatistikk for å belyse effekt av endret vannføring på fisk. NVEs rapport Miljøbasert vannføring 6-2004.

Sinclair, K.A. & Pitz, C.F., 1999. Estimated baseflow characteristics of selected Washington rivers and streams. Water Supply Bulletin No. 60. Publication No. 99-327.

Sloto, R.A. & Crouse, M.Y., 1996. HYSEP: A computer program for streamflow hydrograph separation analysis. U.S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 96-4040.

Smakhtin, V.U., 2001. Low flow hydrology: a review. Journal of Hydrology 240, 147-186.

Spongberg, M.E., 2000. Spectral analysis of base flow separation with digital filters. Water Resources Research 36 (3), 745-752.

Tallaksen, L.M., 1987. An evaluation of the Base Flow Index (BFI). Rapportserie: Hydrologi, Rapport nr. 16, Universitetet i Oslo, 24s.

Tallaksen, L.M., 1995. A review of base flow recession analysis. Journal of Hydrology 165, 349-370.

Tomaszewski, E., 2004. Application of the ET algorithm to groundwater runoff estimation. Northern European FRIEND & AMHY – FRIEND Joint Low Flow Meeting. 12-15 May 2004, Bratislava, Slovakia. 7s.

Væringstad, T. & Hisdal, H., 2005. Estimering av alminnelig lavvannføring i umålte felt. NVEs rapport Miljøbasert vannføring 6-2005.

7 Vedlegg

Northern European FRIEND & AMHY – FRIEND Joint Low Flow Meeting
12 – 15 May 2004, Bratislava, Slovakia

APPLICATION OF THE ET ALGORITHM TO GROUNDWATER RUNOFF ESTIMATION

*Edmund Tomaszewski**

Introduction

The question of the estimation of a river flow underground component is still under discussion. There is no problem if mean annual volume of groundwater flow is needed. However, if the question concerns the dynamics of groundwater alimentation within a year, many methodical and interpretative problems turn up. The main question which appears during separation of a flow hydrograph is: *how to divide a flood wave?*

Most of the methods based on locating break points on the recession curve as well as approximating the division line between quick- and base flow components (Fig. 1). There were many examples of their application: genetic schemes (Linsley, Kohler, Paulhus 1958, Kudelin 1960, Mattheß, Ubel 1983, Balek 1989), concepts based on standard recession curves (Natermann 1958, Jokiel 1979, Jokiel 1994) and linear reservoirs (Schwarze 1989) as well as procedures which included information about groundwater table variability (Kliner, Kněžek 1974, Balek 1989). Almost every of above-mentioned methods includes some subjective and interpretative steps which consist in selecting recession segments for standard recession curve, selecting representative wells for groundwater table changes analysing or choosing an appropriate scheme of a flow hydrograph separation. As a result, presented procedures are rather laborious and results, calculated by various authors, cannot be fully comparable.

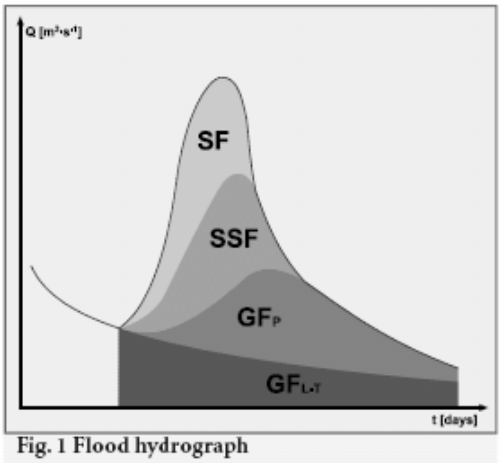


Fig. 1 Flood hydrograph
Alimentation forms: SF - surface flow, SSF - subsurface flow, GFP - groundwater flow (periodic), GFL-T - groundwater flow (long-term).

Recent rapid development of digital technology led to the application of methods that base on analysis of a geometrical shape of a flow hydrograph only. Their basic advantage, unlike most meth-

* - University of Lodz, Faculty of Geographical Sciences, Department of Hydrology and Water Management
90-139 Lodz, Poland, Narutowicza 88, tel. (4842) 6655943, fax (4842) 6655941, e-mail: etomasz@geo.uni.lodz.pl

ods including dynamics of the groundwater alimentation within a year, is complete automation of the separation procedure.

There are not too much examples of computer technology application to the flow hydrograph separation. American scientists proposed 3 simple algorithms which were based on local discharge minima (Sloto, Crouse 1996). First of them is fixed-interval method (Fig. 2-A) and consists of three main steps:

1) Daily discharge series is divided into intervals and their width depends on surface of catchment
2) In every of intervals, algorithm looks for minimal runoff value which is taken as a constant base flow within interval
3) Algorithm draws stepwise separation line.

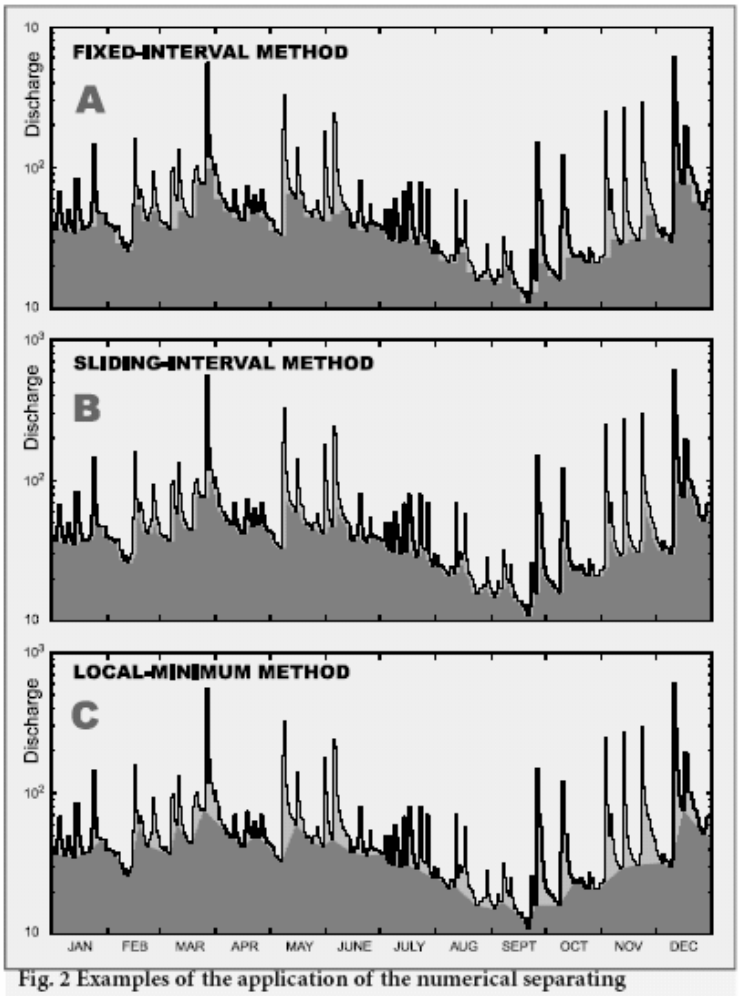


Fig. 2 Examples of the application of the numerical separating algorithms for French Creek - Phoenixville (after Sloto, Crouse 1996)

The second, sliding-interval method is similar to the previous one (Fig. 2-B). The only difference is that defined interval is moving in 1-day step. In both cases the separation line is very sensitive to changes of total runoff what leads to overestimation of groundwater flow value.

Third algorithm, local-minimum method (Fig. 2-C), checks discharge day by day and looks for local minima which become node points and are joined a broken separation line. In this case the separation line is not as sensitive as in previous. However, another important problem appears. During high and multiple flood waves, separation line reaches break points which appear in its uppermost part what is caused by following surface and subsurface alimentation. In these cases, groundwater flow value is evidently overestimated.

Another algorithm was constructed and used for Base Flow Index estimation (FRIEND 1989). It consists of 4 main steps:

1) Daily discharge series is divided into 5-day constant intervals
2) In every interval, algorithm looks for minimal value
3) Algorithm selects node points from minimal values which satisfy the condition:

$$Q_{i-1} > 0.9\, Q_i < Q_{i+1}$$

4) Node points are joined a broken separation line

It is worth seeing that algorithm works quite well but it has two disadvantages (Fig. 3-A):

- during multiple flood waves base flow is still overestimated,
- separation line does not include upper parts of many recession curves.

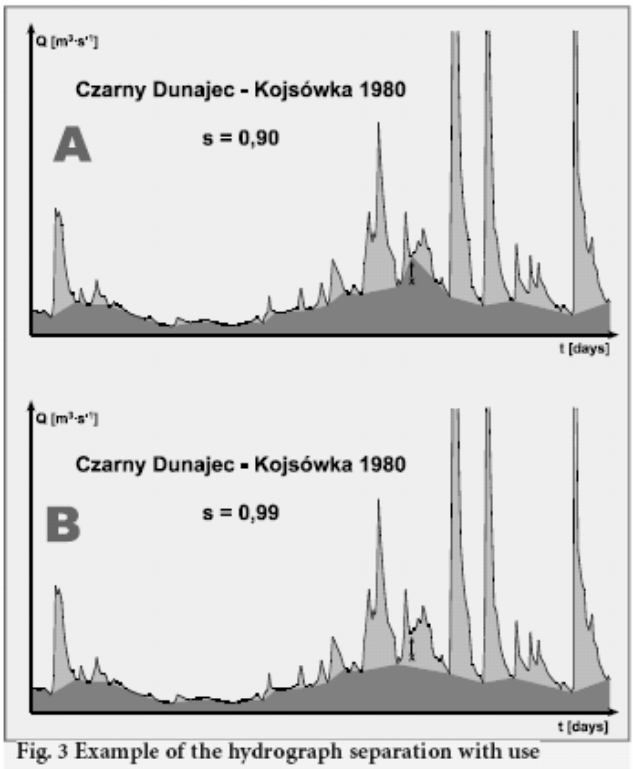


Fig. 3 Example of the hydrograph separation with use of original (A) and modified (B)version of the FRIEND algorithm

x - example of a wrong located node point within a flood wave,
s - steer coefficient

In order to improve this procedure it was made an attempt at modifying it (Tomaszewski 1995, 2001). The main transformation consisted in changing constant value (0.9) into steer coefficient (s) which was iterated (Fig. 3-B). This modification bettered a bit the separation process, however, algorithm lost full automation.

Structure of the ET algorithm

The experiences in application of the flow hydrograph separation methods led to the conclusion that a new algorithm is needed. It should satisfy the following condition:

- to base on daily discharge series only,
- to have all of the procedures fully automated,
- not to overestimate groundwater flow volume, especially during flood waves,
- to include as many recession curves as possible.

Presented algorithm is used to daily groundwater flow values estimation. The input data are daily discharge values only. Each step in the procedure does not need any additional information. Figure 4 presents the structure of the ET algorithm, however, some steps need an additional comment.

In **step 1**, the daily discharge series is transformed into natural logarithmic series what is very useful for break points identification on the recession curve. For each segment between *base points (BP)* from **step 2** on condition from **step 3** *the daily discharge recession gradient (DDRG)* is

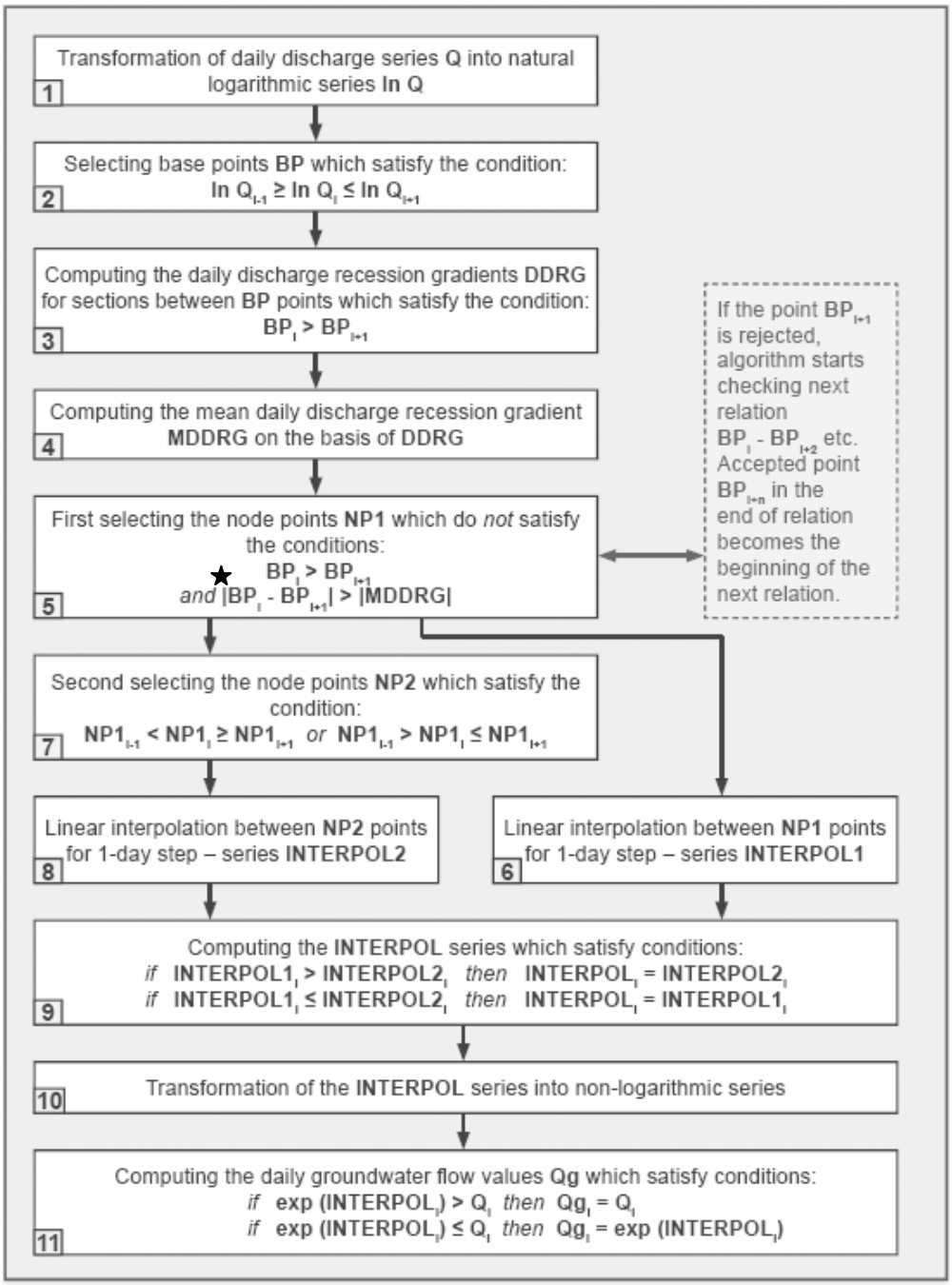


Fig. 4 Structure of the ET algorithm

★ Dette uttrykket er modifisert for å få bedre tilpasning til norske forhold. Den nye betingelsen er : **|(BP_i – BP_{i+1})/t| > |MDDRG|**
hvor **t** = tiden mellom **BP_i** og **BP_{i+1}** i dager.

calculated. *The mean daily discharge recession gradient (MDDRG)* from **step 4** is an estimator of average discharge recession tempo and in next steps it will be responsible for steering the groundwater flow rise within a flood wave.

In **step 5** *the node points of the first series (NP1)* are selected. It means that every *BP* point after recession period will be selected, but after a rise only that, whose progress gradient for the preceding segment is lower than modulus of |*MDDRG*|. Moreover, in this step an additional operator exists. If the point BP_{i+1} is rejected, algorithm starts checking next relation BP_i - BP_{i+2} etc. Accepted point BP_{i+n} in the end of relation becomes the beginning of the next relation (Fig. 5). The chosen *NP1* points are linearly interpolated what gives *INTERPOL1* daily series – **step 6**.

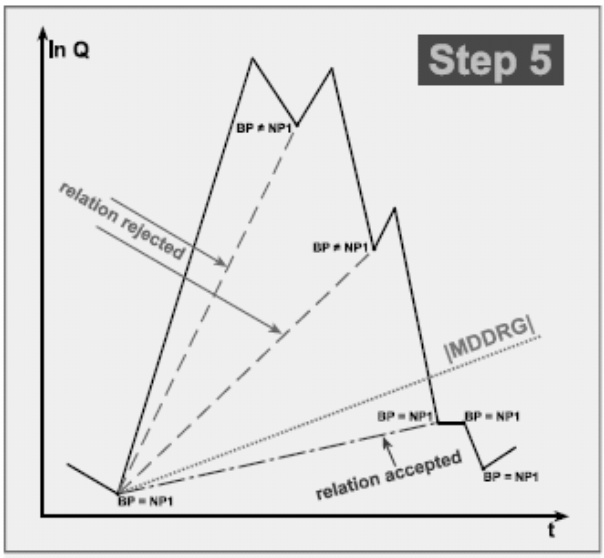


Fig. 5 Illustration of the ET algorithm work - step 5
BP - base point, NP1 - node point of the first series,
|MDDRG| - modulus of mean daily discharge recession gradient

The node points of the second series (NP2) are selected in **step 7**. It means that algorithm looks for local extremes in *NP1* points file. In **step 8**, analogically to **step 6**, *INTERPOL2* daily series is interpolated.

In **step 9** algorithm computes the final *INTERPOL* daily series. It means that after comparison of 2 values in each step, the lower one is selected (Fig. 6). This condition allows to avert unnatural groundwater runoff fluctuations caused by additional direct runoff after the main wave.

After transformation *INTERPOL* series into non-logarithmic series (**step 10**), algorithm checks if the estimated groundwater runoff volume is not bigger than total runoff volume and if necessary reduces its volume (**step 11**).

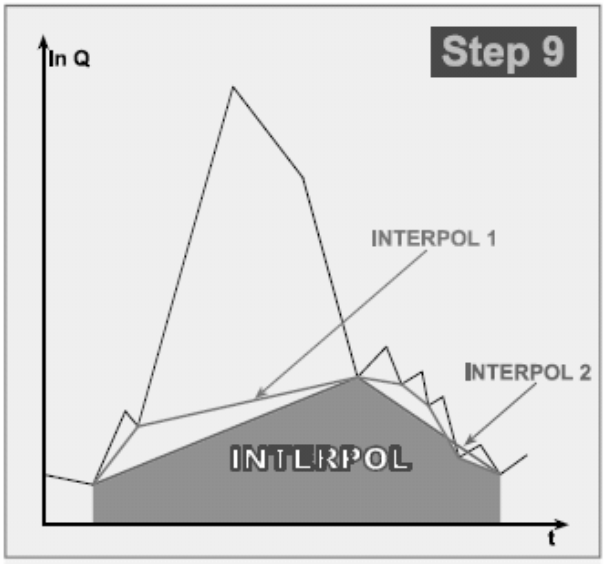


Fig. 6 Illustration of the ET algorithm work - step 9

Results indicate that procedure quite properly reflects the dynamics of groundwater alimentation and does not overestimate its value within flood waves, what was pictured in some

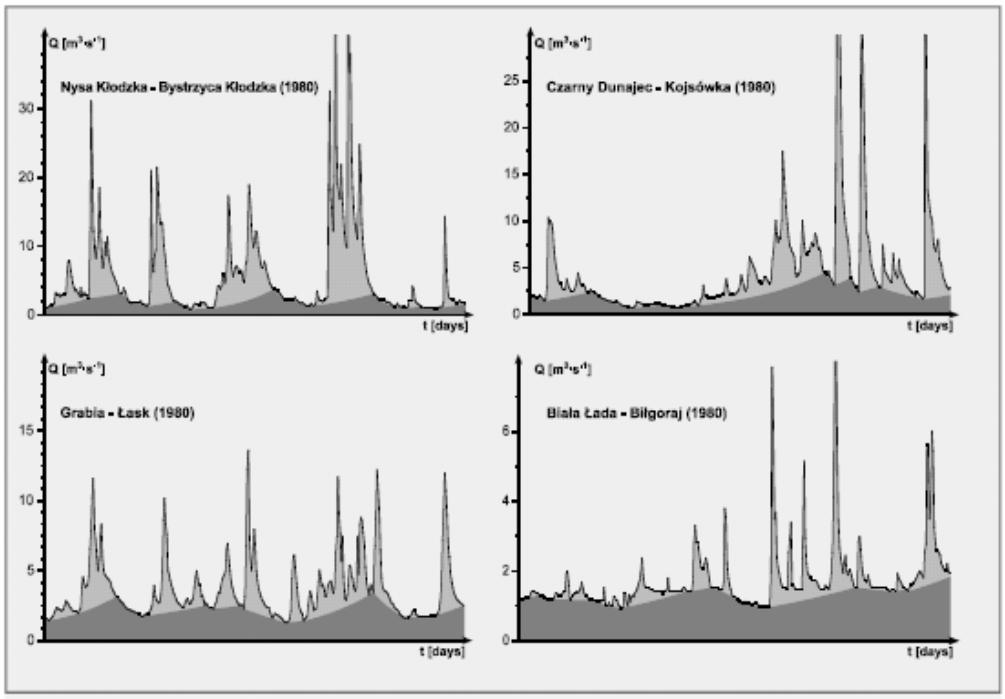


Fig. 7 Examples of the ET algorithm application

sample flow hydrographs (Fig. 7). It is worth noticing that algorithm gives groundwater flow volume in any time period (daily or longer). It should be also emphasised that:

- procedure does not need a priori defined time intervals, what can have an important influence on final results,
- full automation of separation procedure allows to make calculation on a large scale,
- one of the main steps of this method makes the assumption that the daily groundwater flow rise gradient cannot be higher than the modulus of mean daily discharge recession gradient $|MDDRG|$,
- use of discharge transformation into natural logarithmic scale gives, in final step of procedure, exponential curves similarly to other methods which approximate standard recession curves and base on the same type of functions.

The comparative analyses indicated that difference of monthly groundwater flow volume which were calculated by ET algorithm and other algorithms can be significant (Tomaszewski 1998, 2001). In Polish natural conditions differences appear very often in spring and summer months what is caused by high and multiple flood waves (snowmelt, rainfall), especially during humid years. Deviation of calculated values in these periods can reach level up to 60%.

Closing remarks

The ET algorithm was applied to investigation of various aspects of groundwater flow dynamics on the territory of Poland. There were selected 76 small and middle catchments, situated as regularly

as possible. They represented various natural conditions, crucial to groundwater flow forming in Poland. Separation based on daily discharge series in the period 1971-1990. As a result, monthly values of groundwater flow were calculated which allowed to analyse seasonal structure, variability, inertia and seasonality of this river flow component in temporal and spatial aspect.

The received results indicate that the objectives for further research can be defined as follow:

- to analyse seasonal and long-term variability of the groundwater flow for long time series (ca. 50 years),
- to investigate spatial and seasonal differentiation of groundwater flow in selected parts of Europe,
- to develop the hydrograph separation procedure in order to get more information on dynamics, inertia and seasonality of underground river alimentation and other features of the groundwater reservoirs.

References

Balek J., 1989, Groundwater Resources Assessment, Elsevier, Amsterdam

FRIEND, 1989, Flow Regimes from International Experimental and Network Data, Vol. 1, Institute of Hydrology, Wallingford,

Jokiel P., 1979, Próba modyfikacji metody Natermanna (*The attempt to modify Natermann's method*), Przegl. Geof., 3-4, Warszawa

Jokiel P., 1994, Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce (*Groundwater resources, renewal and flow in the active exchange zone in Poland*), Acta Geogr. Lodz., 66-67, Łódź

Kliner K., Kněžek M., 1974, Metoda separace podzemniho odtoku při využiti pozorováni hladiny podzemni vody (*The underground runoff separation method making use of the observation groundwater table*), Vodnohosp. čas., 5, Bratislava

Kudelin B.I., 1960, Principy regionalnoj ocenki jestestviennych resursov podzemnych vod, Izd. MGU, Moskwa

Linsley R.K., Kohler M.A., Paulhus J.L., 1958, Hydrology for Engineers, Mc Graw-Hill., New York

Mattheß G., Ubell K., 1983, Allgemeine Hygrogeologie – Grundwasserhaushalt, Gebrüder Borntrager, Berlin

Natermann E., 1958, Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebietes nach dem AuLinien Verfahren, Min. Ernahr. Landwirtsch. Forsten, Düsseldorf

Schwarze R., 1989, Verfahren zur kontinuerlichen, bilantzgestützten und herkunftsraumbe-zogenen Durchfluβganglinienanalyse für den Mittelgebirgsbereich, Studienanleit., Sek. Wasserwesen, TU Dresden

Sloto R.A., Crouse M.Y., 1996, HYSEP: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis, US Geol. Surv. Water-Resour. Invest. Rep., 90-4040, Lemoyne, Pennsylvania

Tomaszewski E., 1995, Próba modyfikacji algorytmu FRIEND (*The attempt to modify the FRIEND algorithm*), Przegl. Geof., 1, Warszawa

Tomaszewski E., 1998, Zastosowanie zmodyfikowanego algorytmu FRIEND do oceny wielkości zasilania podziemnego rzek (*Application of the modified FRIEND algorithm to estimation of underground river alimentation*), Mat. Konf. Hydr. Mądralin, IX 1996, Warszawa

Tomaszewski E., 2001, Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971-1990 (*Seasonal changes of groundwater flow in Poland in the period 1971-1990*), Acta Geogr. Lodz., 79, Łódź

Denne serien utgis av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)

Utgitt i rapportserien Miljøbasert vannføring:

Nr. 1-02 Thomas Skaugen, Marit Astrup, Zelalem Mengistu, Bjarne Krokli: Lavvannføring - estimering og konsesjonsgrunnlag (28 s.)

Nr. 1-03 Eva B. Thorstad, Finn Økland, Nils Arne Hvidsten, Peder Fiske, Kim Aarestrup: Oppvandring av laks i forhold til redusert vannføring og lokkeflommer i regulerte vassdrag (51 s.)

Nr. 2-03 Per Ivar Bergan, Carsten S. Jensen, Finn R. Gravem, Jan Henning L'Abée-Lund, Anders Lamberg, Peder Fiske: Krav til vannføring og temperatur for oppvandring av laks og sjøørret (63 s.)

Nr. 1-04 Hervé Colleuille, Tor Simon Pedersen, Panagiotis Dimakis: Elv og grunnvann. Analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark (002.Z) Rapport 1. Formål og metoder (67 s.)

Nr. 2-04 Hervé Colleuille, Tor Simon Pedersen, Panagiotis Dimakis, Bjørn Frengstad: Elv og grunnvann. Analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark (002.Z). Rapport 2. Materiale og feltmålinger (113 s.)

Nr. 3-04 Hervé Colleuille, Wai Kwok Wong, Panagiotis Dimakis: Analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark (002.Z). Rapport 3. Grunnvannsmodellering (114 s.)

Nr. 4-04 Bjørn Ove Johnsen og Nils Arne Hvidsten: Krav til vannføring i sterkt regulerte smålaksvassdrag (68 s.)

Nr. 5-04 Torulv Tjomsland: Abiotiske effekter i reguleringsmagasiner. Temperatur- og isforhold i Follsjøen og i vassdraget nedenfor (25 s.)

Nr. 6-04 Svein Jakob Saltveit, Peder Fiske, Åge Brabrand, Harald Sægrov, Ola Ugedal: Bruk av fangst statistikk for å belyse effekt av endret vannføring på fisk (46 s.)

Nr. 7-04 Peder Fiske, Arne Johan Jensen: Mot en modell for sammenhengen mellom vannføring og fiskeproduksjon. Fase 1 - Evaluering av presmoltsammenhenger (30 s.)

Nr. 1-05 Hans-Petter Fjeldstad, Tharan Fergus, Nils Reidar Bøe Olsen: Habitatforbedrende tiltak - geomorfologiske prosesser, sedimenttransport, erosjon og simulering av optimale forhold for fisk (34 s.)

Nr. 2-05 Åge Brabrand, Trond Bremnes, Svein Jakob Saltveit, Andreas G. Koestler, Jim Bogen: Økologisk betydning av grunnvann for bunndyr og fisk (64 s.)

Nr. 3-05 Gunnar G. Raddum, Arne Fjellheim, Gaute Velle: Populasjonsstrukturen hos bunndyr i Aurlandselva i relasjon til endringer i vannføring og temperatur (48 s.)

Nr. 4-05 Arve Misund, Hervé Colleuille, Oddmund Soldal: Elv og grunnvann. Analyse av interaksjon mellom grunnvann og elvevann i et typisk vestlandsdalføre: Osa, Hordaland (30 s.)

Nr. 5-05 Wai Kwok Wong, Hervé Colleuill: Elv og grunnvann. Estimering av grunnvannsbidrag til det totale avløpet ved hydrogramseparering (35 s.)