



**UNIVERSITETET I OSLO
INSTITUTT FOR GEOFYSIKK
HYDROLOGI**



**NORGES VASSDRAGS- OG ENERGIVERK
HYDROLOGISK AVDELING**

GENERERING AV TILSIGSSERIER I UMÅLTE FELT VED HJELP AV EOF-METODEN

OPPDRAKS RAPPORT

1 - 92

Rapportens tittel:	Dato: 1992-01-22
GENERERING AV TILSIGSSERIER I UMÅLTE FELT VED HJELP AV EOF-METODEN	Rapporten er: Åpen
	Opplag: 60

Saksbehandlere/Forfattere:	Ansvarlig:
Ole Einar Tveito Hege Hisdal	 Nils Roar Sælthun

Oppdragsgiver:
VASSDRAGSREGULANTENES FORENING

Sammendrag: EOF-metoden har vist seg å være godt egnet for forlengelse av tidsserier. For dette formålet er den nå implementert for operativ bruk i programsystemet KOFOT. Denne rapporten beskriver hvordan EOF-metoden kan benyttes for beregning av tilsig i felt uten observasjoner. I undersøkelsen er det foretatt en sammenligning av beregninger basert på standardisert og spesifikt avløp. Standardavviket og vektcoeffisientene er beregnet ved regresjon og kriging. Forsøkene viste at EOF-metoden kombinert med kriging, og amplitudedefunksjoner basert på standardisert avløp ga det beste resultatet. Høyden er en viktig parameter når avløpet i Norge skal forklares. Representasjonen av denne, spesielt i kriging er viet stor oppmerksomhet. Det viste seg at innføring av høyden i kriging-systemet gir bedre estimer. Metodene er utprøvd for både et større område (sør-Norge) og for en region. For sammenligning ble 6 felt i sør-Norge og 7 felt i region H2V1 tatt ut som verifikasjonfelt. Undersøkelsen er gjort på midlere ukesavløp for perioden 1951-80. Resultatene er sammenlignet med lineær skalering mot et nærliggende vannmerke. Undersøkelsen viste at EOF-metoden kan benyttes for generering av tilsig i umålte felt. Den gir imidlertid ikke så gode resultater i forhold til tradisjonelle metoder at den kan anbefales for operativ bruk.

FORORD.

Å kunne si noe om tilsiget i felt uten observasjoner av vannføring har alltid vært en utfordring for hydrologer. Det være seg for beregninger i forbindelse med inngrep i vassdraget, risikoanalyser og mye mer. Mange metoder har vært forsøkt, men felles for de fleste er at resultatet i stor grad avhenger av hydrologen som utfører beregningene.

EOF-metoden har vist seg som en rask og objektiv metode som gir gode resultater ved forlengelse av tilsigsserier. I denne rapporten beskrives metodens egenskaper for beregning av avløp i umålte felt.

Arbeidet er utført på oppdrag fra Vassdragsregulantenenes forening, og er utført ved Hydrologisk avdeling, NVE. Institutt for Geofysikk, Universitetet i Oslo har bidratt med regnemaskinkapasitet. Professor Lars Gottschalk skal ha takk for mange og givende diskusjoner med forfatterne.

Vi ønsker også å rette en takk til prosjektstyringsgruppen, utnevnt av Kraftverkhydrologisk råd, som vi har hatt et godt og konstruktivt samarbeide med.

Oslo, januar 1992.



Arne Tollan
avdelingsdirektør

INNHold.	Side
1. INNLEDNING	3
1.1 Bakgrunn	3
1.2 Prosjektdefinisjon	3
2. METODIKK	4
2.1 Skalering	4
2.2 EOF-metoden	5
2.3 Regresjon	6
2.4 Kriging	6
2.4.1 Semivariogrammet	7
2.4.2 Bestemmelse av interpolasjonsvektene	9
2.5 Cross-validation	9
3. DATAGRUNNLAG	10
3.1 Datagrunnlag fra sør-Norge	10
3.2 Region H2V1	11
4. STANDARDISERING	13
4.1 Estimering av standardavvik	13
4.2 Spesifikt eller standardisert avløp ?	14
5. HØYDENS INNVIRKNING	15
5.1 Kriging i 2 eller 3 dimensjoner ?	15
6. SAMMENLIGNING AV METODER	18
6.1 Interpolasjon sør-Norge.	18
6.1.1 Estimering av standardavvik og vektcoeffisienter med regresjon	18
6.1.2 Beregning av vektcoeffisienter og variasjonscoeffisienten med kriging	19
6.1.3 Resultater	19
6.2 Interpolasjon i region H2V1	20
6.2.1 Estimering av vektcoeffisienter og standardavvik med regresjon	20
6.2.2 Beregning av vektcoeffisienter og variasjonscoeffisienten med kriging	20
6.2.3 Resultater	21
6.3 Usikkerheter i beregningene	24
7. KONKLUSJON	24
REFERANSER	27
APPENDIX A	

1 INNLEDNING.

1.1 Bakgrunn.

Dette prosjektet er en del av prosjektet "Forbedret tilsigsstatistikk", som ble startet i regi av Kraftverkhydrologisk råd i 1988. Prosjektets mål har vært å forbedre tilsigsgrunnlaget for produksjonsberegninger.

Som et delprosjekt har en statistisk metode, empirisk ortogonale funksjoner eller EOF-metoden, blitt utprøvd som verktøy for å generere representative tilsigsserier. To tidligere rapporter er viet forlengelse av tilsigsserier. Den første, "Utvidelse av tilsigsserier. En sammenligning mellom forskjellige metoder." (Hisdal & Jutman, 1989) behandler EOF-metodens kapasitet for forlengelse av tilsigsserier sammenlignet med HBV-modellen og regresjon. Konklusjonen var at EOF-metoden var et godt egnet verktøy for forlengelse. Metoden er brukervennlig, rask og objektiv.

Resultatene var så gode at det ble bestemt at metoden skulle gjøres operativ for hele landet. For at dette kunne gjøres, måtte landet deles inn i homogene regioner. Denne del av prosjektet er behandlet i rapporten "Regionalisering med henblikk på EOF-metoden" (Hisdal & Tveito, 1990). Her ble ulike regionaliseringer gjennomgått og sammenlignet. Flomfrekvensregionene til Wingård et.al (1978) viste seg å være de som gav best resultat.

Denne regioninndelingen er benyttet i en operativ versjon av EOF-metoden for forlengelse av tilsigsserier. Implementasjonen er foretatt ved EFI som en del av programsystemet KOFOT (Olaussen et.al, 1991). Pr. i dag er metoden operativ for perioden 1930-1985. Det foreligger planer om å oppdatere metoden fram til 1990 i løpet av 1992.

I denne rapporten behandles romlig interpolasjon ved hjelp av EOF-metoden. Prosjektet er finansiert av Vassdragsregulantenenes forening. Arbeidet er utført ved Hydrologisk avdeling, NVE i samarbeid med Institutt for Geofysikk, Universitetet i Oslo.

1.2 Prosjektdefinisjon.

Målet for prosjektet har vært å teste EOF-metodens kapasitet for generering av tilsigsserier i felt uten observasjoner. Utgangspunktet er et sett avløpsserier som lineærtransformeres. Resultatet av transformasjonen er et sett såkalte amplitudefunksjoner som beskriver avløpets variasjon i tiden. Dessuten fås ett sett vektcoeffisienter som beskriver den romlige variasjonen i avløpet. For å bestemme vektcoeffisientene i et bestemt punkt, er det nødvendig med en passende interpolasjonsteknikk. I denne undersøkelsen er to slike, (kriging og regresjon) testet ut.

EOF-metoden slik den er utformet for forlengelse av tilsigsserier benytter

standardiserte serier som beregningsgrunnlag. Dette krever at man har et mål på middelvei og standardavvik for den serien man ønsker å beregne. Ved interpolasjon av avløp kan middelveiden tas fra avrenningskart, mens standardavviket må interpoleres. Dersom spesifikt avløp benyttes istedet trenger en ikke middelvei og standardavvik, da disse er inkorporert i amplitudedefunksjonene.

Høyden er en av de parametrene som er viktigst når tilsig skal forklares. Den er derfor behandlet med ekstra interesse gjennom denne undersøkelsen. Kriging er utført slik at høyden inngår i beregningene. Eventuelle skalaforskjeller i høyde og horisontalretning blir korrigert for.

Metodene er utprøvd både for et større område (sør-Norge) og for en av flomfrekvensregionene. De er sammenlignet med lineær skalering, som eksempel på en tradisjonelt benyttet metode.

For verifisering er simuleringene gjort for et sett uavhengige teststasjoner. Disse er valgt ut slik at de representerer felt som det er mest sannsynlig at det er behov for interpolasjon av tilsig. Dette er relativt små fjellfelt. Resultatene sammenlignes på avvik mellom observert og simulert middelvei og standardavvik, variansdekning og ved å studere hydrogrammer.

2 METODIKK.

I dette avsnittet gjennomgås kort de metoder som er benyttet i undersøkelsen, skalering og EOF-metoden kombinert med regresjon eller kriging. Det er særlig lagt vekt på beskrivelsen av kriging.

2.1 Skalering.

Skalering er benyttet som eksempel på en tradisjonell metode for å beregne avløp i umålte felt. Skaleringen kan beskrives med formelen:

$$Q'(u_i, t) = a \cdot Q(u_j, t) \quad (1)$$

der:

$Q'(u_i, t)$	er beregnet avløp ved punktet u_i .
$Q(u_j, t)$	er observert avløp ved en referansestasjon ved punktet u_j .
a	er en skaleringsfaktor bestemt ved:

$$a = \frac{\bar{Q}_i}{\bar{Q}_j} \quad (2)$$

der $\bar{Q}$ er midlere spesifikt årsavløp ved hhv u_i og u_j . Disse verdiene hentes fra avrenningskart.

Ved skalering er referansestasjonen ofte en lavlandsstasjon som benyttes for å beregne avløpet i felt som ligger atskillig høyere. Den vil derfor ikke være representativ med tanke på høydefordeling, høydenivå og feltareal. En vil derfor ofte få feil starttidspunkt for vårflo og feil fordeling av volum over året.

2.2 EOF-metoden.

EOF-metoden er en "global" analysemetode som etter hvert har fått en viss utbredelse innenfor hydrologi. Metoden blitt benyttet for prognosering av avløp (Hisdal, 1988), forlengelse av tilsigsserier (Hisdal & Jutman, 1989) og regionalisering (Gottschalk, 1985, Hisdal & Tveito, 1990). Det er også gjort forsøk på å benytte metoden til beregning av avløp i umålte felt (Rao & Hsieh, 1991).

Her vil metoden bli belyst med tanke på interpolasjon. For en mer inngående beskrivelse av EOF-metoden henvises til Essenwanger(1976).

I en EOF-analyse lineærtransformeres ett sett korrelerte avløpsserier til ett sett nye ortogonale serier, kalt amplitudedefunksjoner. Amplitudedefunksjonene inneholder variasjonen i tid for seriene som inngår i EOF-analysen. Amplitudedefunksjonene rangeres etter variansbidrag. Det meste av den opprinnelige variansen er inneholdt i de første amplitudedefunksjonene. Dersom utgangspunktet for EOF-analysen er et sett avløpsserier med markant vårflo, vil første amplitudedefunksjon gjenspeile denne. Andre amplitudedefunksjon sier ofte noe om tidspunktet for vårflo. Det dannes også ett sett vektcoeffisienter som beskriver transformasjonen. Disse er knyttet til den enkelte serien som inngår i analysen, og sier hvor stor del av hver amplitudedefunksjon som skal til for å få tilbake den observerte serien. Vektcoeffisientene gir derfor en beskrivelse av den romlige variasjonen i avløpet.

For å unngå innflytelse av feltareal, er det vist (Haan, 1977, Hisdal 1988) at avløpsserier bør standardiseres m.h.p. middelerdi og standardavvik. EOF-analysen beskrives da ved:

$$x(u_j, t) = \sum_{k=1}^m h_k(u_j) \beta_k(t) \quad (3)$$

der:

$x(u_j, t)$ er standardisert tilsigsserie ved punktet u_j .
 $h_k(u_j)$ er k'te vektcoeffisient for serie j.
 $\beta_k(t)$ er k'te amplitudedefunksjon.

Ved beregning av avløpet i umålte felt må man dermed bestemme middelvei, standardavvik og vektcoeffisienter for den serien man ønsker å beregne. Genereringen av serien skjer etter uttrykket:

$$Q'(u_i, t) = \overline{Q}(u_i) + s'(u_i) \sum_{k=1}^m h'_k(u_i) \beta_k(t) \quad (4)$$

der:

$Q'(u_i, t)$	er den genererte serien.
$\overline{Q}(u_i)$	er estimert middelvei.
$s'(u_i)$	er estimert standardavvik.
$h'_k(u_i)$	er estimert k'te vektcoeffisient.

For å bestemme standardavvik og vektcoeffisienter behøves en passende interpolasjonsmetode. Her er regresjon og kriging benyttet.

2.3 Regresjon.

I regresjon utnyttes den statistiske sammenhengen mellom den variabelen vi ønsker å beregne, og en eller flere tilhørende, kjente variabler eller parametre.

I denne undersøkelsen er stegvis regresjon benyttet for å bestemme vektcoeffisienter og standardavvik utfra feltkarakteristika og klimavariabler. Stegvis regresjon er hyppig benyttet innen hydrologiske problemstillinger. Metoden går ut på å føre en variabel av gangen inn i regresjonsuttrykket. Den variabelen som blir ført inn i hvert steg er den som forklarer det meste av den gjenværende uforklarte variasjonen. For hvert steg blir de variablene som inngår i uttrykket testet for signifikans, og beholdt eller forkastet basert på utfallet av denne testen. Denne prosedyren gjentas til alle de variabler som ikke inngår i ligningen er funnet ikke signifikante.

2.4 Kriging.

Metoden har sitt utgangspunkt i geostatistikken, og er opprinnelig utviklet for geologiske problemstillinger. Innen hydrologien ble den, naturlig nok, først anvendt på problemstillinger innenfor grunnvann (se f.eks. Delhomme, 1978). Innenfor hydrometeorologi har den blitt benyttet til bl.a kartlegging av nedbørshendelser (Creutin & Obled, 1982) og stasjonsnettanalyse for nedbørstasjoner (Kassim & Kottegoda, 1991). I Norge er den benyttet for å undersøke samtidighet i flomhendelser (Gottschalk et.al. 1991), kartlegging av nedbørepisoder (Mørk, 1991) og bestemmelse av

arealreduksjonsfaktorer (Skaugen, 1990).

Kriging er definert som en objektiv statistisk interpolasjonsmetode. Interpolasjon v.h.a. slike metoder blir gjennomført som en lineær kombinasjon av omkringliggende observasjoner. Omkringliggende observasjoner inneholder noe informasjon som beskriver forholdene i en variabel ved en gitt lokalitet. Hvor mye den enkelte forklarer bestemmes av en faktor, her kalt interpolasjonsvekt. For en variabel f uttrykkes dette matematisk som:

$$f'(u_i) = \sum_{j=1}^n \lambda_j f(u_j) \quad (5)$$

der:

- $f(u_j)$ er observasjoner av prosessen.
- u_j betegner posisjonen (x_j, y_j, z_j) til observasjonen.
- u_i betegner posisjonen til det umålte feltet.
- λ_j er interpolasjonsvekter.

Kriging er en metode som beregner interpolasjonsvektene og utfører selve interpolasjonen. Metoden er en stokastisk interpolasjonsmetode, da kun en eneste realisering av prosessen f er nødvendig for å gjennomføre interpolasjonen.

2.4.1 Semivariogrammet.

Kriging utnytter avhengigheten mellom nærliggende observasjonspunkter, og gir mulighet for å estimere verdier med minimum varians for koordinater innen et område. For å kunne gjøre dette må visse forutsetninger være oppfylt. Disse forutsetningene går under betegnelsen "intrinsic" antagelsen. Denne innebærer at for alle avstander skal differansen mellom realiseringer av en prosess være homogen, dvs. ha forventning null. Variansen skal være uavhengig av observasjonspunktet:

$$E[f(u_i + d) - f(u_i)] = 0 \quad (6)$$

$$\text{var}[f(u_i + d) - f(u_i)] = 2\gamma(d) \quad (7)$$

der d betegner avstanden mellom punktene.

Det romlige forholdet mellom observasjonene uttrykkes av funksjonen $\gamma(d)$. Denne kalles et semivariogram, og er altså definert som:

$$\gamma(d) = \frac{1}{2} E [(f(u_i + d) - f(u_i))^2] \quad (8)$$

For diskrete observasjoner uttrykkes denne:

$$\hat{\gamma}(d) = \frac{1}{2 N(d)} \sum_{i=1}^{N(d)} (f(u_i + d) - f(u_i))^2 \quad (9)$$

Denne funksjonen kalles for det observerte semivariogrammet, og er generelt en funksjon av d og retningen på denne. Når $\hat{\gamma}(d)$ skal bestemmes, oppgir man retningen (i grader) man skal søke i. I tillegg til søkeretningen oppgis en toleranse, som gir avviket fra denne. Dersom toleransen settes til 180° aksepteres et avvik fra søkeretningen på 180° begge veier. Dermed dekkes en full sirkel rundt observasjonspunktet. Dersom $\hat{\gamma}(d)$ gir forskjellig verdi for ulike retninger, har man anisotropi i den studerte prosessen f . Ut fra observasjonene beregnes en semivariogramverdi for et avstandsintervall. Det er viktig at størrelsen på avstandsintervallet og antallet intervall man beregner er slik at man får fram variabiliteten i prosessen. Variogramverdien for hvert intervall er midlere variogramverdi for alle forekomstene innenfor intervallet. Dersom avstandsintervallet blir for lite, faller få observasjoner innenfor hvert intervall, og semivariogramverdien blir usikker. Er avstandsintervallet for stort, kan man gå glipp av variabilitet fordi semivariogramverdien blir utjevnet.

Til det observerte semivariogrammet, tilpasses en teoretisk funksjon som skal representere den romlige variasjonen i f . Modellens form avhenger av formen på det observerte semivariogrammet. De mest benyttede modellene er lineære, sfæriske, gaussiske og eksponentielle. Modellene har tre parametre: range, sill og nugget. (Eksponentielt semivariogram har ikke sill.) Figur 2.1 viser hvordan de fire modellene oppfører seg når de har samme parametre.

Vi forventer at differansen $[f(x_j) - f(x_i + d)]$ skal minke dersom d , avstanden mellom observasjonspunktene minker. Observasjoner som ligger nært hverandre er som regel mere lik enn observasjoner langt fra hverandre. Dersom $d=0$ skulle $\hat{\gamma}(d)=0$. Dette stemmer ofte ikke i praksis. $\hat{\gamma}(d)$ har ofte en positiv verdi for $d=0$. Denne effekten kalles "nugget", og avslører en diskontinuitet i semivariogrammet. Denne kan skyldes variabilitet i prosessen i en skala mindre en minste avstand mellom observasjonene. Den kan også forklares av feil i observasjonene (målestøy etc.).

"Range" er betegnelsen på den maksimale avstand man forventer at prosessen er korrelert. "Sill" er semivariogramverdien på denne avstanden, og beskriver variansen som blir forklart i modellen.

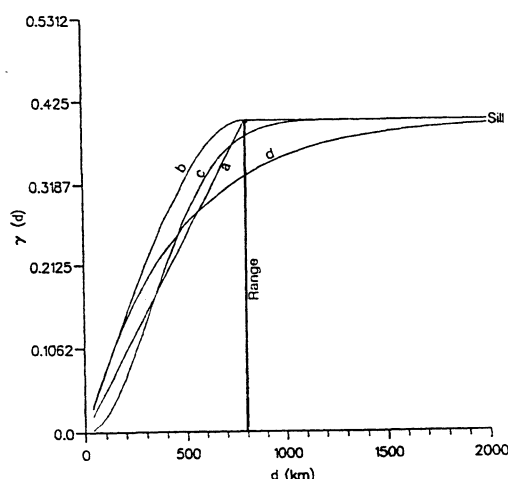


Fig 2.1 De mest benyttede teoretiske semivariogram.
a) lineært, b) sfærisk, c) gaussisk og d) eksponentielt.

2.4.2 Bestemmelse av interpolasjonsvektene.

Semivariogrammet benyttes til å bestemme krigingvektene λ_j i ligning 5. Det antas at estimatene er forventningsrette og har minimum varians. Krigingvektene bestemmes da ved:

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(d_{jk}) + \mu_i = \gamma(d_{ik}), \quad k=1, \dots, n \quad (10)$$

der μ_i er en Lagrange multiplikator. $\gamma(d_{jk})$ og $\gamma(d_{ik})$ betegner semivariogramverdien for avstander mellom u_j og u_k henholdsvis u_i og u_k . For en mer inngående beskrivelse av hvordan man løser krigingsystemet henvises til f.eks. kapittel 12 i Isaaks & Srivastava (1989).

2.5 Cross-validation.

I denne undersøkelsen er cross-validation benyttet for å finne optimale parametre i det teoretiske semivariogrammet. Dette er en metodikk som benyttes for å få et uavhengig mål på hvor god en statistisk modell er. Enkelt forklart går metoden ut på at man først benytter hele utvalget til å etablere en modell, f.eks. et semivariogram. Deretter går man igjennom hele utvalget observasjon for observasjon og gjør et estimat for denne på grunnlag av de resterende observasjonene. En vil da få et troverdig mål på hvor gode

3 DATAGRUNNLAG.

Analysene som er gjort omfatter både Sør-Norge og en av flomfrekvensregionene¹, region H2V1.

3.1 Datagrunnlag fra Sør-Norge.

Som inngangsdata til EOF-analysen er 86 serier fra hele Sør-Norge benyttet. Analysen dekker perioden 1951-80. Seriene består av ukesverdier.

Seriene som inngår i analysen må være komplette. For å kunne beregne avstanden mellom observasjonene må koordinatene være kjent. Feltets geografiske tyngdepunkt er benyttet som x- og y-koordinater, og feltets middelhøyde som z-koordinat. Det siste innebærer at feltets hypsografiske kurve må være kjent, noe som har redusert omfanget av tilgjengelige serier noe.

I regresjonsanalysen er feltparametre benyttet som uavhengige variable. Komplette feltparametre finnes for 73 av de 86 feltene.

For verifisering ble 6 felt plukket ut. Disse dekker i hovedsak fjellområder, og de er gjennomgående små, fra 25 til omlag 250 km². Tabell 3.1 gir opplysninger om verifikasjonsfeltene og hvilke felt som er benyttet som referansefelt for skalering. Disse feltene vil senere i rapporten bli referert til som testgruppe 1. Figur 3.1 viser beliggenheten til stasjonene som inngår i datagrunnlaget fra sør-Norge. Midlere årsavløp og standardavvik for verifikasjonsfeltene er vist i tabell 3.3.

Tabell 3.1 *Verifikasjonsfelt og referansefelt for skalering for disse, Sør-Norge.*

Stasjon	Areal	$\bar{h}$	$\bar{q}$ l/s/km ²	Periode	Ref.felt	Areal	$\bar{h}$	$\bar{q}$ l/s/km ²
1055-0	653	853	25.2	1951-80	666-23	3062	627	42.2
1379-0	58	1029	12.0	1963-80	467-21	1835	1185	21.8
1380-0	25	935	11.4	1963-80	457-21	4237	1100	23.4
1529-0	119	1222	64.6	1951-80	591-0	464	1095	79.3
1801-21	248	943	95.5	1951-80	601-22	342	905	86.2
2159-0	46	1247	19.4	1978-80	486-23	3837	1100	26.2

¹ Flomfrekvensregionene er hentet fra Wingård et.al. (1978), se Hisdal & Tveito (1990).

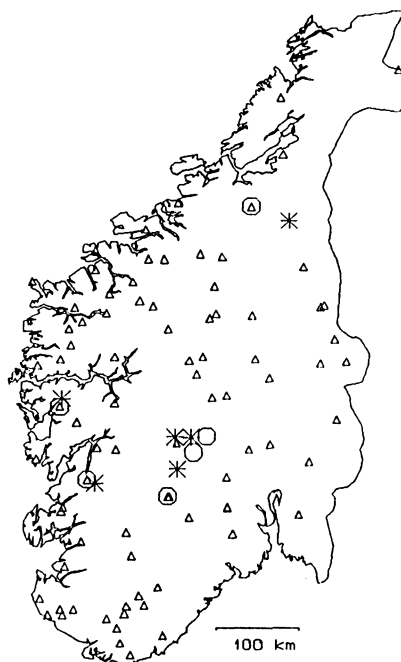


Fig 3.1 *Beliggenheten til verifikasjonsfelt (*), serier som inngår i EOF-analysen (Δ) og referansefelt for skalering (o) for Sør-Norge.*

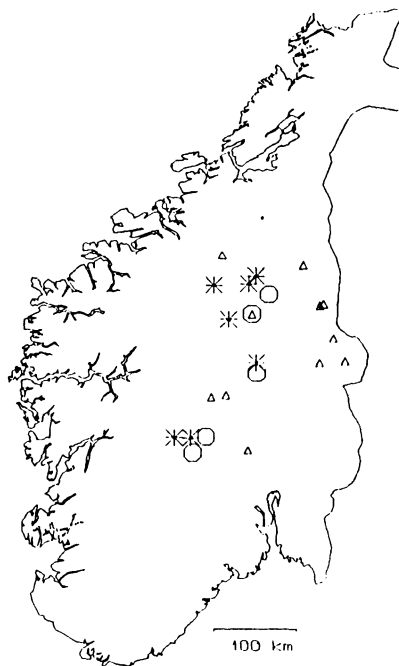
3.2 Region H2V1.

Det er også gjort en undersøkelse som omfatter en region. I dette tilfellet er region H2V1 valgt som forsøksregion. Region H2V1 strekker seg i en bue fra svenskegrensa til Mårvatn i Telemark, og dekker dermed de østlige høyfjellsområdene i sør-Norge. Figur 3.2 viser beliggenheten til de 7 verifikasjonsfeltene og referansefeltene for skalering i regionen. Samme periode og tidsoppløsning er valgt for regionen som for Sør-Norge. 11 felt tilfredsstiller kravene for å kunne inngå i analysen. Årsaken til at ikke flere felt kan tas med er kravet om hypsografisk kurve.

For verifisering er 7 felt plukket ut. To av disse inngår også i verifikasjonsfeltene for Sør-Norge. Tabell 3.2 gir informasjon om verifikasjonsfeltene og tilhørende referansefelt for skalering. For ett av referansefeltene (1204-21) finnes ikke høydeopplysninger. Disse feltene tilhører testgruppe 2. Figur 3.2 viser beliggenheten til stasjonene i region H2V1. Tabell 3.3 viser midlere årsavrenning og standardavvik for feltene.

Tabell 3.2 Verifikasjonsfelt og referansefelt for skalering, region H2V1.

Stasjon	Areal	$\bar{h}$	$\bar{q}$ l/s/km ²	Periode	Ref.felt	Areal	$\bar{h}$	$\bar{q}$ l/s/km ²
398-12	127	1132	13.1	1951-79	1204-21	6367	-	15.4
1093-21	92	902	17.9	1951-80	423-22	866	842	16.1
1379-0	58	1029	12.0	1963-80	467-21	1835	1185	21.8
1380-0	25	935	11.4	1963-80	457-21	4237	1100	23.4
1474-0	1306	1080	13.5	1965-80	1204-21	6367	-	15.4
1489-0	68	1028	21.0	1965-80	400-0	470	1186	22.0
1907-21	574	1150	16.6	1972-80	1204-21	6367	-	15.4



Figur 3.2 Beliggenheten til verifikasjonsseriene (*), serier som inngår i EOF-analysen (Δ) og referansefelt for skalering (o) i region H2V1.

Tabell 3.3 *Observert middelavløp og standardavvik for verifiseringsfeltene (l/s).*

Felt	Middelavløp	Standardavvik
398-12	2000	3846
1055-0	15783	25313
1093-21	1727	2551
1379-0	675	1012
1380-0	296	517
1474-0	13859	17587
1489-0	1194	1627
1529-0	8159	9130
1801-21	22566	21539
1907-21	9565	13920
2159-0	438	883

4 STANDARDISERING.

I avsnitt 2.2 er det nevnt at for å unngå innflytelse fra feltareal, bør vannføringsseriene standardiseres med hensyn til middelvei og standardavvik. Dette innebærer at middelvei og standardavvik må estimeres før man kan få generert en serie. I denne undersøkelsen er middelveien tatt fra avløpskart og standardavviket estimert ved regresjon eller kriging.

Dersom man ønsker å unngå usikkerhetene i forbindelse med denne estimeringen, kan alternativt spesifikt avløp benyttes. I disse seriene er avløpet "standardisert" m.h.p. feltareal. Middelvei og standardavvik vil være inkorporert i amplitudedefunksjonene.

Begge disse mulighetene er testet. Før sammenligningen mellom en analyse gjort på spesifikt og standardisert avløp kunne gjennomføres måtte det diskuteres hvilken representasjon av standardavviket som skal benyttes når dette skal interpoleres.

4.1 Estimering av standardavvik.

Det observerte standardavviket vil variere mye fra felt til felt. Dette vil gjøre at metoder som kriging vil gi store feil (jfr. krav til homogenitet/stasjonaritet). En må derfor søke å få representert standardavviket på en slik måte at alle verdiene varierer innenfor samme

skala. Her er to slike representasjoner testet; spesifikt standardavvik, $s_p = s/A$, der A er feltarealet og s er standardavviket, og variasjonskoeffisienten $c_v = s/m$ der m er middelerdien.

Representasjonene ble testet på 6 felt, testgruppe 1. Resultatene ble sammenlignet på avvik i prosent fra middelerdi og standardavvik, og variansdekningen mellom observert og simulert avløp. Tabell 4.1 oppsummerer resultatene.

De to representasjonene gir omtrent samme verdier for middelerdiavvik og variansdekning. Det spesifikke standardavviket kan gi stygge utslag i simulert standardavvik (felt 1379 og 1380). Vi har derfor valgt å benytte variasjonskoeffisienten C_v videre.

Tabell 4.1 Variansdekning (r^2) og prosentavvik i middelerdi og standardavvik mellom observert og simulert avløp for testgruppe 1 med ulik representasjon av standardavvik.

Stasjon	% Avvik i m C_v	% Avvik i m S_p	% Avvik i s C_v	% Avvik i s S_p	r^2 C_v	r^2 S_p
1055	4.8	4.7	-44.3	-53.4	71.2	70.3
1379	2.2	2.0	-13.0	94.5	66.9	68.2
1380	-5.4	-6.4	-25.5	41.4	70.5	71.3
1529	-4.8	-4.8	-9.7	-7.8	90.6	90.7
1801	6.3	6.1	5.9	-0.2	71.3	77.7
2159	-8.7	-9.1	-16.1	-9.0	60.8	60.2

4.2 Spesifikt eller standardisert avløp.

For verifisering i sammenligningen mellom spesifikt og standardisert avløp er de samme feltene som i avsnitt 4.1 benyttet. Seriene sammenlignes på variansdekning og avvik i middelerdi og standardavvik. Disse verdiene er gjengitt i tabell 4.2

Tabellen viser tydelig at de beste resultatene oppnås når standardisert avløp benyttes som grunnlag for beregningene. Serier beregnet på spesifikt avløp avviker særlig mye for små felt. Dette skyldes at selv om seriene standardiseres, så beholder de sine dynamiske egenskaper. Feltene som inngår i EOF-analysen er overveiende store (midlere feltstørrelse ca. 620 km²), og avløpsforløpet til disse vil dominere i amplitudefunksjonene. Små felt som overveiende har store felt i nærheten vil da gjennom semivariogrammet "arve" disses egenskaper, noe som resulterer i de store avvikene vi ser i tabell 4.2. De store avvikene for serier beregnet med spesifikt avløp som utgangspunkt, skyldes at middelerdi og standardavvik er innbakt i amplitudefunksjonene. Når vekt-koeffisientene beregnes ved kriging, vil informasjon om middelerdi og standardavvik være inkludert i disse. Dette gir store usikkerheter, spesielt i områder med store variasjoner i midlere spesifikt avløp og for små felt.

Tabell 4.2 Variansdekning (r^2) og prosentavvik i middelerdi og standardavvik mellom simulerte og observerte serier basert på standardisert (St.) eller spesifikt (Sp.) avløp for testgruppe 1.

Stasjon	% Avvik i m St.	% Avvik i m Sp.	% Avvik i s St.	% Avvik i s Sp.	r^2 St.	r^2 Sp.
1055	4.0	9.5	-38.9	-26.5	82.1	55.6
1379	2.2	196.4	-7.3	126.5	49.3	15.5
1380	-5.7	111.1	-23.6	39.1	57.0	3.4
1529	-5.8	6.8	-23.1	-13.7	87.4	91.3
1801	2.8	5.4	-2.5	-19.3	73.3	71.5
2159	-8.9	46.3	-19.9	-32.8	78.3	40.7

5. HØYDENS INNVIRKNING.

Høyden er en av de parametre som innvirker mest på avløpet. Dersom man kan trekke denne inn i interpolasjonen av standardavvik og vektcoeffisienter kan sikrere estimer av disse parametrene forventes. Når regresjon benyttes til interpolasjon, inngår høyden som en av de uavhengige variablene i regresjonsuttrykket. Hvordan regresjonsuttrykkene for vektcoeffisientene og variasjoncoeffisienten ser ut kommer vi tilbake til i kapittel 6. I dette kapitlet skal vi konsentrere oss om hvordan høyden kan behandles og innvirke på estimatene i kriging.

5.1 Kriging i 2 eller 3 dimensjoner ?

Høyden kommer inn i kriging ved at den inngår i avstandsberegningen mellom observasjonene. Denne beregnes som den euklidske distansen, som generelt kan uttrykkes

$$d = \sqrt{\sum_{k=1}^n (u_{ik} - u_{jk})^2} \quad (11)$$

der i og j betegner hvert sitt punkt, k koordinaten, og n antall koordinater som benyttes. Dersom $n=2$ benyttes 2 koordinater for å stedfeste observasjonspunktene (2D).

Dersom en variabel varierer ulikt langs de forskjellige koordinataksene, kan det innføres en coeffisient som justerer for dette (Kundzewicz et.al., 1991). I denne undersøkelsen

er det antatt at vi har større variasjon langs høydeaksen enn langs horisontalaksene. Derfor innføres vekting av høyden. Avstanden beregnes da etter (3 koordinater):

$$d = \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2 + c \cdot (z_i - z_j)^2} \quad (12)$$

der c er høydekorreksjonsfaktoren.

I denne undersøkelsen er det gjort forsøk på kriging i 2 og 3 dimensjoner (2D og 3D). For 3D kriging er det også forsøkt ulike høydekorreksjonsfaktorer. Det viser seg at denne korreksjonen varierer fra variabel til variabel. Det gir en indikasjon på at høyden har ulik innflytelse på f.eks. de forskjellige vektcoeffisientene. Figur 5.1 viser semivariogrammene for første vektcoeffisient for 2D-kriging (5.1a) og 3D-kriging med høydekorreksjon $c=0.01$ (5.1b) og $c=1.0$ (5.1c). (Høyden er oppgitt i meter, de geografiske koordinatene (x og y) er gitt i kilometer, dvs når $c=1.0$ tilsvarer 1 km i lengderetning 1 meter i høyderetning.)

Semivariogram for de øvrige vektcoeffisientene og varisjonskoeffisienten er vist i appendix A.

Det er verdt å merke seg senkningen i semivariogramverdien i det observerte semivariogrammet for 2D-kriging ved større avstander ($d > a$). Dette tyder på at det er stor samvariasjon mellom observasjoner som ligger langt fra hverandre. Mye av forklaringen ligger i at avløpsregimene i hovedsak følger kysten, og kystnære stasjoner på sør-vestlandet og på Trøndelagskysten har samme verdi på vektcoeffisienten (figur 5.2). Dersom høydekorreksjonen endres slik at høyden får større betydning i bestemmelsen av d , så vil dette fenomenet reduseres fordi felt på samme høydenivå kobles sammen først. Dette bekreftes av figur 5.1b der det for 3D-kriging med liten høydevekting fås en liten reduksjon av fenomenet. Vektes høyden sterkt (figur 5.1c) blir senkningen helt borte.

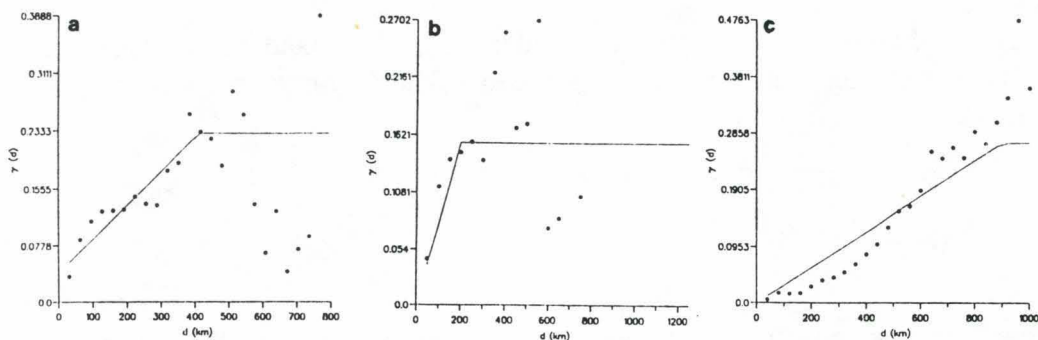


Fig. 5.1 Semivariogram for første vektcoeffisient for Sør-Norge

- a) basert på 2D-kriging.
- b) basert på 3D-kriging med liten høydevekting ($c=0.01$).
- c) basert på 3D-kriging med stor høydevekting ($c=1.0$).

De tre modellene presentert i figur 5.1 og appendix A er benyttet til å beregne avløp for verifikasjonsfeltene i testgruppe 1. Resultatene fra denne simuleringen er sammenlignet på variansdekning og avvik i middelerverdi og standardavvik. Disse oppsummeres i tabell 5.1.

Tabell 5.1 Variansdekning og prosentavvik i middelerverdi og standardavvik mellom observerte og simulerte serier for testgruppe 1. Simuleringen er gjort med 2D-kriging og 3D-kriging med stor ($c=1.0$) og liten ($c=0.01$) høydevektning.

Stasjon	m 2D	m 3D $c=.01$	m 3D $c=1.$	s 2D	s 3D $c=.01$	s 3D $c=1.$	r^2 2D	r^2 3D $c=.01$	r^2 3D $c=1.$
1055	4.0	4.3	4.3	-38.9	-32.2	-21.7	82.1	81.4	81.3
1379	2.2	1.6	2.1	-7.3	-9.8	-27.8	49.3	60.8	72.0
1380	-5.7	-6.1	-13.2	-23.6	-26.9	30.4	57.0	57.8	74.32
1529	-5.8	-5.8	-5.8	-23.1	-9.4	-3.7	87.4	89.9	89.0
1801	2.8	2.8	2.8	-2.5	-2.0	-6.6	73.3	77.6	78.8
2159	-8.9	-5.7	0.5	-19.9	-16.1	-17.3	78.4	77.8	74.1

Resultatene viser at det er liten forskjell mellom beregningene av middelerverdi og standardavvik. 3D-kriging med sterk vektning av høyden gir den beste variansdekningen.



Fig. 5.2 Konturkart for første vekt-koeffisient, standardisert avløp sør-Norge. Seriene som inngår i grunnlaget er markert med prikker.

6. SAMMENLIGNING AV METODENE.

For å teste kapasiteten til EOF som metode for å beregne avløp i umålte felt, ble det gjennomført en undersøkelse hvor EOF kombinert med kriging, EOF kombinert med regresjon og skalering ble sammenlignet. Undersøkelsen ble gjennomført både for hele Sør-Norge og for region H2V1.

6.1 Interpolasjon Sør-Norge.

Datagrunnlaget er beskrevet i kapittel 3.1. Først gjennomgås regresjonsanalysen og kriging. Deretter sammenlignes seriene simulert med de forskjellige metodene med de observerte.

6.1.1 Estimering av vektcoeffisienter og standardavvik med regresjon.

Vektcoeffisienter og standardavviket som bestemmes ved regresjon beregnes med feltparametre som uavhengige variable. De feltparametrene som inngår i analysen er:

- Feltareal	(AREA)
- Østlig UTM-koordinat	(UTME)
- Nordlig UTM-koordinat	(UTMN)
- Høyeste høyde	(HIGH)
- Middelhøyde	(MIDH)
- Laveste høyde	(LOWH)
- Prosentandel fjell	(MOUP)
- Prosentandel skog	(FORP)
- Prosentandel myr	(BOGP)
- Sjøprosent	(LAKP)
- Effektiv sjøprosent	(EFLP)
- Hovedelvas gradient	(GRAD)

Ved å benytte stegvis regresjon med 95 % signifikansnivå, er det mulig å etablere regresjonsuttrykk for de fem første vektcoeffisientene samt standardavviket:

$$\begin{aligned}
 \text{STD} &= .02664 \text{ AREA} - .01326 \text{ UTME} - .54574 \text{ LAKP} + 169.45034 \\
 \text{VK1} &= .00019 \text{ HIGH} + .00050 \text{ MIDH} + .00008 \text{ AREA} + .24272 \\
 \text{VK2} &= .00066 \text{ UTMN} + .00186 \text{ MIDH} - .00042 \text{ UTME} - .01632 \text{ BOGP} - 3.31570 \\
 \text{VK3} &= .00113 \text{ UTME} + .00193 \text{ MIDH} - .01461 \text{ FORP} - .00029 \text{ UTMN} + .01598 \text{ BOGP} - \\
 &\quad 12.82525 \\
 \text{VK4} &= -.00077 \text{ UTMN} + .00101 \text{ MIDH} - .01223 \text{ GRAD} - .02352 \text{ BOGP} + 7.57715 \\
 \text{VK5} &= -.08753 \text{ BOGP} - .03114 \text{ MOUP} - .00043 \text{ AREA} + .00151 \text{ MIDH} - .00088 \text{ LOWH} + \\
 &\quad 1.54554
 \end{aligned}$$

De viktigste parametrene for å bestemme vektcoeffisientene er geografisk posisjon og høyde. Standardavviket avhenger sterkt av feltareal og sjøprosent (damping i feltet) og

avstand til kyst (østlig koordinat). Uttrykkene forklarer relativt lite varians: 83.3% (STD), 64.1% (VK1), 88.3% (VK2), 84.6% (VK3), 70.2% (VK4) og 50.6% (VK5). Grunnen til den lave variansdekningen beror på store variasjoner innenfor det området seriene er hentet fra. Forsøk med å benytte klimavariabler (midlere årsavløp) er forsøkt, men gav ikke forbedrede estimater.

6.1.2 Beregning av vektcoeffisienter og variasjonscoeffisienten med kriging.

I denne sammenligningen er vektcoeffisienter og variasjonscoeffisienten beregnet med 3D-kriging hvor høyden får stor vekt (1 meter i vertikalretningen tilsvarer 1 kilometer i horisontalretning). Cross-validation er benyttet for å finne det optimale semivariogrammet for hver enkel variabel. De resulterende semivariogrammene er vist i fig 5.1c for første vektcoeffisient og i appendix A for de øvrige.

6.1.3 Resultater.

Det er simulert serier for de seks verifiseringsfeltene for sør-Norge. Seriene beregnet med de tre metodene sammenlignes på avvik mellom simulert og observert middelverdi og standardavvik samt variansdekningen i den simulerte serien. I tillegg er hydrogrammer for midlere ukesavløp i simuleringssperioden studert. Avvik i middelverdi og standardavvik samt variansdekning er vist i tabell 6.1.

Tabell 6.1 Avvik i middelverdi og standardavvik samt variansdekning for interpolasjon i Sør-Norge.

Felt	Avvik i m Skal.	Avvik i m Regr.	Avvik i m Krig.	Avvik i s Skal.	Avvik i s Regr.	Avvik i s Krig.	r ² Skal.	r ² Regr.	r ² Krig.
1055	0.5	4.7	4.3	-14.5	-51.8	-21.7	92.2	73.4	81.3
1379	-1.0	-14.8	2.1	-9.0	640.5	-27.8	44.4	34.1	72.0
1380	-9.1	-3.0	-13.2	-37.1	-54.9	-30.4	51.3	38.2	74.3
1529	-7.1	-4.4	-5.8	-21.0	38.9	-3.7	92.5	90.0	89.0
1801	14.5	36.6	2.8	12.0	-22.2	-6.6	77.8	77.4	78.8
2159	-14.2	1.4	0.5	-19.0	104.4	-17.3	88.6	62.1	74.1

Det er små forskjeller med hensyn til middelverdi. For skalering og EOF-kriging ligger disse verdiene innenfor usikkerheten i avrenningskartene ($\pm 20\%$).

For standardavviket sees at seriene beregnet med EOF-regresjon har svært stort avvik. Dette skyldes at de feltene vi benytter for verifisering er gjennomgående små, mens feltene som inngår i grunnlaget hovedsaklig er store. Serier beregnet med EOF-kriging

og skalering har alle feltene sett under ett omtrent samme avviket mellom observert og simulert standardavvik. For både skalering og EOF-kriging blir standardavviket underestimert i de fleste tilfellene. Dette er igjen et resultat av at feltene som inngår i beregningsgrunnlaget stort sett har større areal, og mindre standardavvik enn verifiseringsfeltene.

Den største forskjellen mellom metodene fremkommer når man studerer variansdekningen. Best variansdekning fås for enkelte av de skalerte seriene, men metoden resulterer også i et par lave verdier (feltene 1379 og 1380). Seriene fra EOF-regresjon ligger lavere, og bommer på de samme feltene som skalering. EOF-kriging gir feltene sett under ett den jevneste variansdekningen. Den treffer jevnt bra, men når heller ikke opp til de beste skalerte seriene.

Resultatene viser at EOF kombinert med regresjon er dårligere enn EOF kombinert med kriging. Vurderingen av skalerte serier og serier beregnet ved EOF-kriging kommer vi tilbake til i kapittel 6.2.2.

6.2 Interpolasjon i region H2V1.

Denne undersøkelsen ble gjort for å teste hvorvidt interpolasjon innenfor en region gir bedre estimater enn tilsvarende for et større område. Derfor er interpolasjon gjort med bakgrunn i serier fra hele Sør-Norge og fra region H2V1. Undersøkelsen er lagt opp på samme måte som for Sør-Norge.

6.2.1 Estimering av vektcoeffisienter og standardavvik med regresjon.

Forsøk på å beregne vektcoeffisientene og standardavviket v.h.a. regresjon lot seg kun gjøre for andre og tredje vektcoeffisient. Det har derfor ikke vært mulig å beregne serier v.h.a EOF-regresjon for region H2V1.

6.2.2 Beregning av vektcoeffisienter og variasjonscoeffisient med kriging.

De fire første vektcoeffisientene og variasjonscoeffisienten er beregnet med 3D-kriging. Vektingen varierer for den enkelte vektcoeffisienten, og ligger mellom 0.1 og 0.5. Optimal høydekorreksjon og modelltilpasning er funnet gjennom cross-validation. Første vektcoeffisient har liten variasjonen og viser ingen systematisk variasjon i regionen. Det er ingen sammenheng mellom verdien på første vektcoeffisient og avstanden mellom stasjonene. Derfor benyttes gjennomsnittet av de 11 observerte vektcoeffisientene som representativ verdi for hele regionen. Semivariogram for de øvrige vektcoeffisientene og variasjonscoeffisienten er vist i figur 6.1. For fjerde

vektkoeffisient og variasjonskoeffisienten (C_v) fås en reduksjon i det observerte semivariogrammet ved avstander større enn range. Dette skyldes at disse er i stor grad styres av lokale effekter, som undertrykker systematisk romlig variasjon over større avstander.

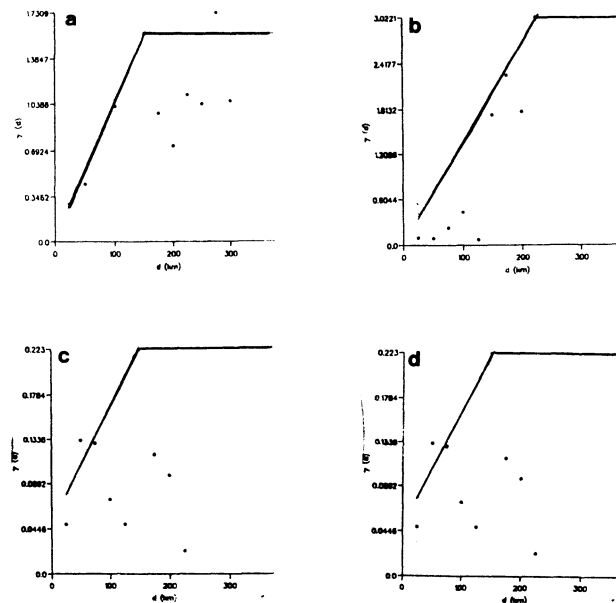


Fig. 6.1 Semivariogram for region H2V1.

a) 2. vektkoeffisient, b) 3. vektkoeffisient, c) 4. vektkoeffisient, d) variasjonskoeffisienten (C_v).

6.2.2 Resultater.

Seriene beregnet ved skalering og EOF-kriging for region og Sør-Norge sammenlignes på prosentavvik mellom de observerte og simulerte serienes middelerverdi og standardavvik, samt variansdekningen. I tillegg studeres hydrogrammer av seriene. Variansdekningen og avvikene i middelerverdi og standardavvik for testgruppe 2 er vist i tabell 6.2

Med unntak for feltene 398 og 1474 ligger avviket i middelerverdi innenfor akseptabelt nivå for alle beregningsgrunnlagene.

Avviket mellom observert og simulert standardavvik varierer mye fra felt til felt, og hvilket beregningsgrunnlag som benyttes. Det er små forskjeller mellom metodene, men de største avvikene finnes hos EOF-simulerte serier med bakgrunn i Sør-Norge.

Variansdekningen er temmelig lik for seriene beregnet vha. av EOF, men seriene beregnet med bakgrunn i regionen gir noen prosent bedre forklaring. Dette skyldes raskere konvergens i variansbidragene til amplitudedefunksjonene ved bruk av færre

stasjoner. Dette kan sees av figur 6.2. Variansdekningen i serier beregnet ved skalering varierer mer enn for EOF-seriene.

Tabell 6.2 Avvik i middelerverdi og standardavvik samt variansdekning for serier beregnet ved skalering og EOF-kriging med bakgrunn i serier fra hhv. Sør-Norge (SN) og region H2V1 (R).

Felt	Avvik i m Skal.	Avvik i m Krig. (R)	Avvik i m Krig. (SN)	Avvik i s Skal.	Avvik i s Krig. (R)	Avvik i s Krig. (SN)	r^2 Skal.	r^2 Krig. (R)	r^2 Krig. (SN)
398	20.7	-22.4	-22.6	-48.2	-42.6	-62.2	52.4	44.9	43.2
1093	-10.9	-11.2	-11.2	-8.8	26.0	-123.2	76.3	74.6	71.4
1379	-1.0	-8.3	2.1	-9.0	-9.6	27.8	44.4	72.5	72.0
1380	-9.1	-13.5	-13.2	-37.1	-26.9	30.4	51.3	80.3	74.3
1474	27.4	11.6	16.3	38.6	18.3	0.6	89.7	89.9	86.2
1489	19.3	5.2	7.8	3.6	0.3	-0.8	61.5	66.7	66.9
1907	0.2	-17.8	-9.5	-6.2	-13.0	-32.7	87.3	84.0	79.2

Dersom man ser på hydrogrammene (figur 6.3a-g), og studerer de enkelte sesongene, ser man følgende: Når alle verifiseringsfeltene vurderes under ett, gir de skalerte seriene den beste tilpasningen for vintersesongen. Betraktes snøsmeltesesongen gir skalering det beste estimatet i de fleste tilfellene. For feltene 1379 og 1380 er de skalerte smelteflommene simulert for seint i sesongen. EOF-seriene er konsekvent underestimert m.h.p. vårflommen. Dette skyldes at de fleste

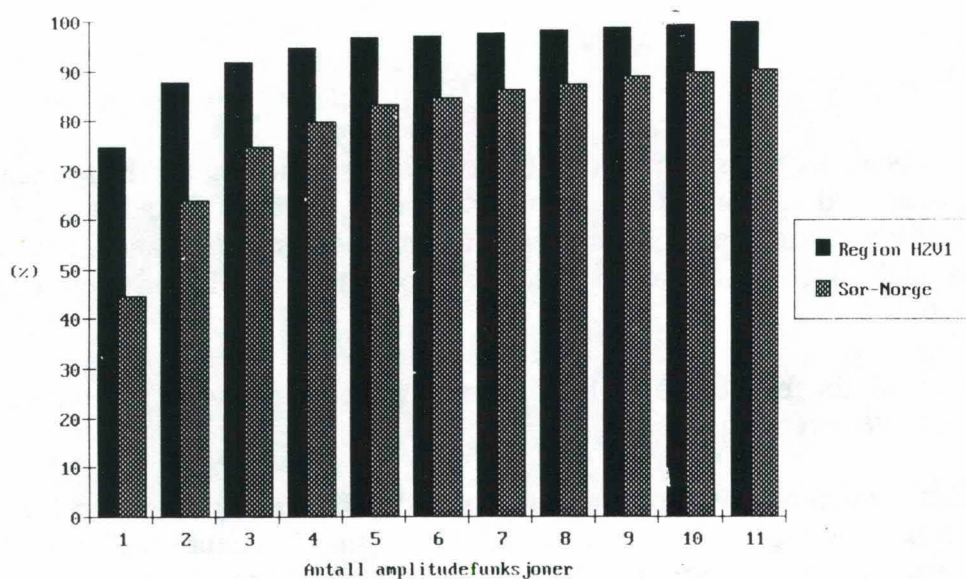
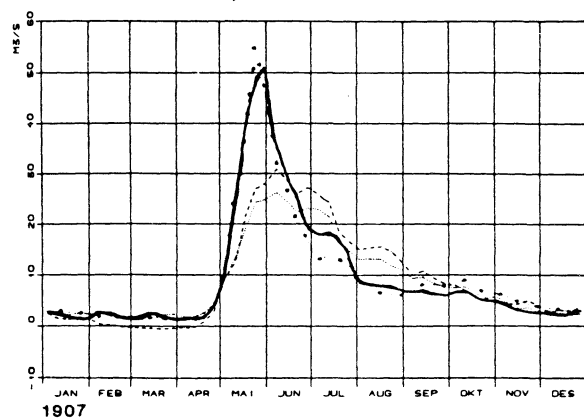
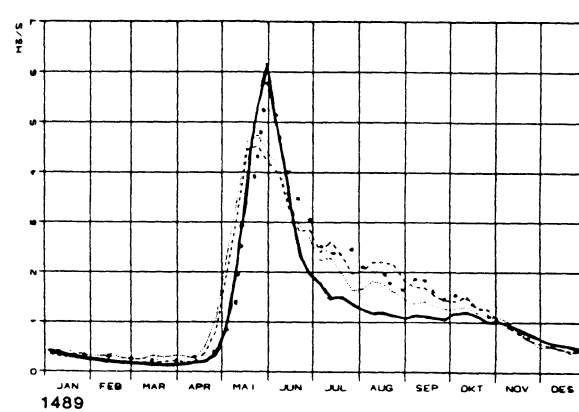
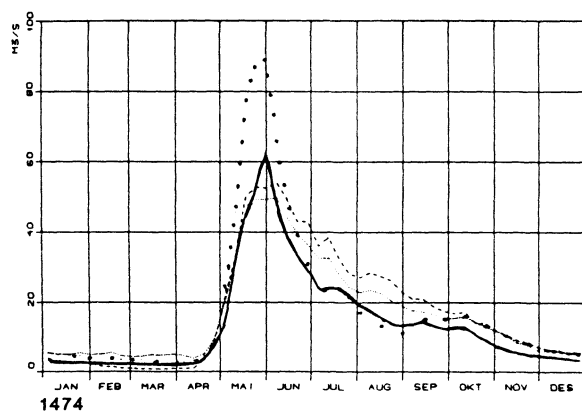
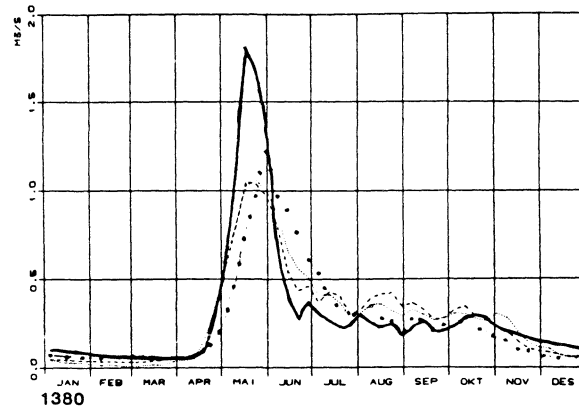
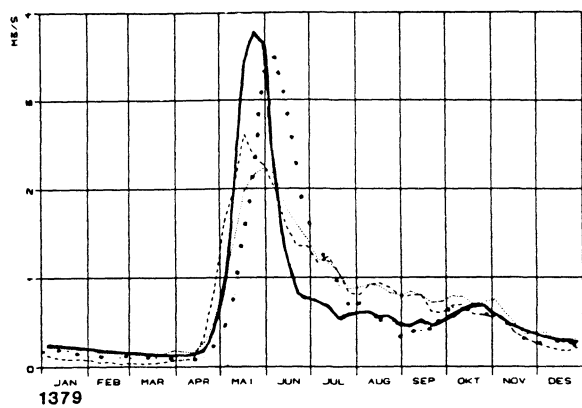
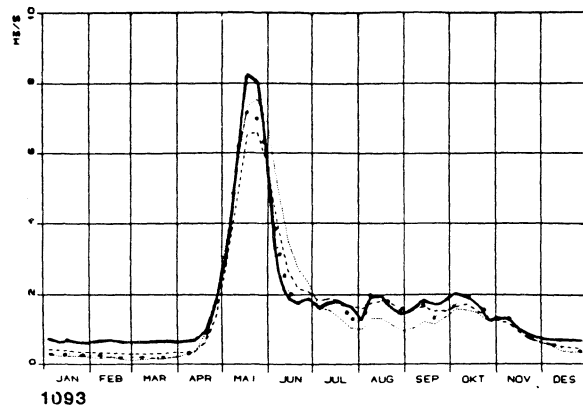
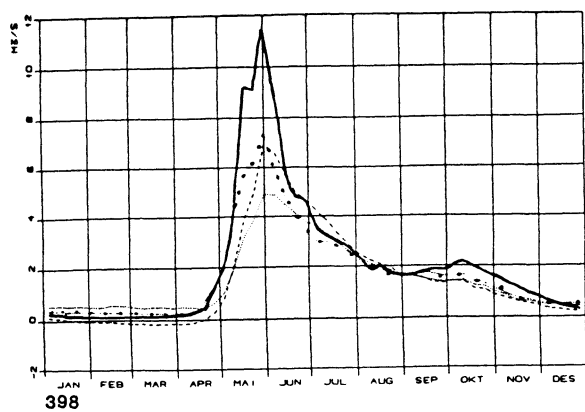


Fig. 6.2 Andel forklart varians ($\hat{r}^2$ %) i EOF-analysen for Sør-Norge og for region H2V1.

verifiseringsfeltene er relativt små, slik at de generelle, utglattede trekkene som



— Observert
 - - - EOF-kriging, region H2V1
 EOF-kriging, sør-Norge
 • • • • • Skalering

Fig. 6.3 Hydrogrammer for verifikasjonsfeltene i region H2V1.

amplitudedefunksjonene beskriver ikke klarer å forklare de raske svingningene i avløpet som kjennetegner et lite felt, f.eks kort intensiv smelteperiode p.g.a. liten høydevariasjon i feltet. Orienteringen (syd- eller nordvendt) av feltet kan også spille en rolle.

Generelt har EOF-seriene for høyt avløp om sommeren og høsten. Dette skyldes at de fleste feltene som inngår i bakgrunns materialet er relativt store. De vil derfor ha et flatere hydrogram enn de små feltene som er studert i denne undersøkelsen. Dette gjenspeiles også i amplitudedefunksjonene. Dette kan også i enkelte tilfeller sees i de skalerte seriene, som er skalert mot felt med større feltareal, men ikke så markert. Sommer og høstsesongen forklares derfor best i de skalerte seriene.

Totalt sett viser hydrogrammene at de skalerte seriene gjengir årshydrogrammene best.

6.3 Usikkerheter i beregningene.

Hvor representativ er midlere årsavløp for normalperioden 1930-60 for den perioden vi simulerer innenfor (1951-80)? Midlere avløp i simuleringsperioden vil ofte avvike fra middelavløpet i normalperioden. Ved å undersøke dette for verifiseringsfeltene i region H2V1, fant vi at avviket i middelavløp mellom disse periodene tilsvarer en faktor på 0.929. For de seriene som er presentert her er middelverdien korrigert med denne faktoren.

Når det gjelder interpolasjon av vektcoeffisientene viser det seg at den 2. vektcoeffisienten blir dårlig estimert. Vi har tidligere sagt at 2. vektcoeffisient inneholder informasjon av tidspunkt for snøsmelteflommen. Den er derfor i stor grad avhengig av feltets høydefordeling. Enkelte felt hvor smelteforløpet skiller seg fra de regionale trekkene vil derfor forstyrre estimeringen av 2. vektcoeffisient. I et forsøk har avvikende stasjoner blitt fjernet fra grunnlaget for kriging over Sør-Norge (11 stasjoner fjernet). Dette medførte en klar forbedring av estimatene, ca. 30% for 2. vektcoeffisient. De resultatene som er presentert her med bakgrunn i serier fra Sør-Norge er basert på fullt datasett (86 felt). I en region med så få felt i beregningsgrunnlaget som tilfellet er for region H2V1 er det ikke tilrådelig å fjerne felt. Dette er heller ikke gjort.

7 **KONKLUSJON.**

Undersøkelsen hadde som mål å prøve EOF-metodens egenskaper for beregning av avløp i felt uten observasjoner. To interpolasjonsteknikker er prøvd for å bestemme vektcoeffisienter og standardavvik; regresjon og kriging. EOF-metoden er sammenlignet med skalering, den metoden som tradisjonelt har vært benyttet for interpolasjon av avløp.

Analysen er gjort på ukesverdier i perioden 1951-80. EOF-metoden kombinert med kriging krever at midlere spesifikt avløp for den serien vi ønsker å beregne er kjent. Avrenningskartet dekker imidlertid kun normalperioden 1930-60. Middelavløp i simuleringsperioden avviker ofte fra normalperiodens. Middelavløpet som benyttes i beregningen (likn. (4)) bør derfor korrigeres for dette avviket.

Interpolasjon av serier hvor amplitudedefunksjonene er basert på spesifikt avløp gir tildels store avvik. Dette er spesielt merkbart for små felt, fordi dynamikken i de store feltene vil være dominerende når amplitudedefunksjonene genereres. Dette problemet er ikke så fremtredende når EOF-analysen er basert på standardiserte serier.

Serier beregnet med EOF kombinert med regresjon får tildels svært store avvik i standardavviket.

Dersom høyden trekkes inn som en av koordinatene når avstanden mellom stasjonene skal bestemmes, forbedres estimatene i EOF-kombinert med kriging. Undersøkelsen har vist at høyden har vesentlig innflytelse når vektkoeffisientene skal forklares, og at den har større betydning jo større område vi betrakter (høydekorreksjon lik 1 for sør-Norge mot 0.1-0.5 for region).

Beregning av serier basert på amplitudedefunksjoner fra en region (H2V1) gir noe bedre resultater enn tilsvarende serier basert på hele sør-Norge. At man innenfor regionen ikke får en større forbedring skyldes det begrensede stasjonsgrunnlaget som er tilgjengelig innen regionen (grunnet kravet til hypsografisk kurve).

EOF-seriene er mer stabile i estimatene enn skalering, hvor resultatene avhenger av hvor representativ referansefeltet er. Der hvor man finner en god referansestasjon, gir skalering de klart beste resultatene.

Svakheter med EOF-metoden er dens regionale karakter som gjør den lite egnet for små felt hvor lokale karakteristika dominerer avløpsforholdene. Problemer oppstår spesielt ved estimering av vintertilsg. Kriging som interpolasjonsteknikk krever også en viss stasjonstetthet for å gi sikre estimater. Ideelt sett bør den romlige fordelingen av inngangstasjoner være jevnere enn den som er tilgjengelig pr. idag. Skal man oppnå bedre resultater med statistiske interpolasjonsteknikker, må terrenginformasjon i større grad inkluderes i modellene. Slik informasjon kan legges inn i modellene som funksjonssammenheng (cokriging), trendflater (universal kriging) eller som autoregressive prosesser. Innføringen av geografiske informasjonssystemer (GIS) i vannressursforvaltningen åpner mulighetene for enklere bruk av slike applikasjoner.

Undersøkelsen kan oppsummeres i følgende punkter:

- * EOF-metoden kombinert med regresjon er ikke anvendelig for beregning av avløp i felt uten observasjoner.
- * EOF-metoden kombinert med kriging gir troverdige estimater av avløpet i umålte felt.

- * Standardiserte serier er bedre egnet som grunnlag for interpolasjon ved EOF-metoden kombinert med kriging enn serier basert på spesifikt avløp.
- * Informasjon om høydenivå i feltet har signifikant betydning for beregningene.
- * Variasjonskoeffisienten er det beste målet for standardavviket ved romlig interpolasjon.

EOF-metoden er dog heftet med svakheter som gjør at den foreløpig ikke egner seg som et operativt verktøy.

REFERANSER.

Delhomme, J.P

- 1978: Kriging in the Hydrosiences, Advances in the Water Resources, Vol.1, No. 5

Creutin, J.D. og Obled, Ch.

- 1982: Objective Analysis and Mapping Techniques for Rainfall Fields: An Objective Comparison, Water Resources Research, Vol. 18, No. 2

Essenwanger, O.

- 1976: Applied Statistics i Atmospheric Science, Development in Atmospheric Science, Elsevier, Amsterdam

Gottschalk, L.

- 1985: Hydrological regionalization of Sweden, Journal of the Hydrological Sciences, 30

Gottschalk, L., Krasovskaia, I. og Kundzewicz, Z

- 1991: Detecting outliers in flood data with geostatistical methods, International workshop on "New uncertainty concepts in Hydrology", Madralin, Polen, Unesco Reports in Hydrology (in press)

Haan, C.T.

- 1976: Statistical Methods in Hydrology, Iowa State University Press, Ames

Hisdal, H.

- 1988: Regional prognosemodell for vannføring ved hjelp av empirisk ortogonale funksjoner, Rapportserie Hydrologi nr.20, UiO, Oslo

Hisdal, H. og Jutman, T.

- 1989: Utvidelse av tilsigserier. En sammenligning mellom firskjellige metoder, NVE oppdragsrapport, 6-89, Oslo

Hisdal, H. og Tveito, O.E.

- 1990: Regioninndeling med henblikk på EOF-metoden, NVE oppdragsrapport, 4-90, Oslo

Isaaks, H.H. og Srivastava, R.M.

- 1989: An Introduction to Applied Geostatistics, Oxford University Press, New York

Kassim, A.H.M. og Kottegoda, N.T.

- 1991: Rainfall Network design through comparative kriging methods, Hydrological Sciences Journal, 36

Kundzewicz, Z., Bárdossy, A., Plate, E. og Grimm-Steale, J.

- 1991: Plausibility analysis of structured groundwater quality data via geostatistics, International workshop on "New uncertainty concepts in Hydrology",

Madralin, Polen, Unesco Reports in Hydrology (in press)

Mørk, G.

1991: Romlig interpolasjon av miljødata, Foreløpig rapport STF60 A91078, SINTEF-NHL, Trondheim

Olaussen, E, Hisdal, H. og Mørk, G.

1991: Kontroll og forlengelse av tilsigsserier, Teknisk rapport, TR3837, EFI, Trondheim

Rao, A.R. & Hsieh, C.H.

1991: Estimation of runoff at ungauged locations by empirical orthogonal functions, Journal of Hydrology, 123

Skaugen, T.

1991: Arealreduksjonsfaktorer for Osloområdet utviklet ved variogramanalyse, Rapportserie Hydrologi nr.26, UiO, Oslo

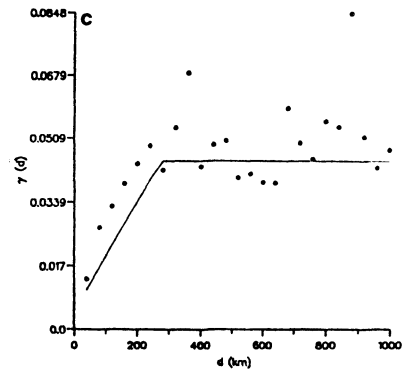
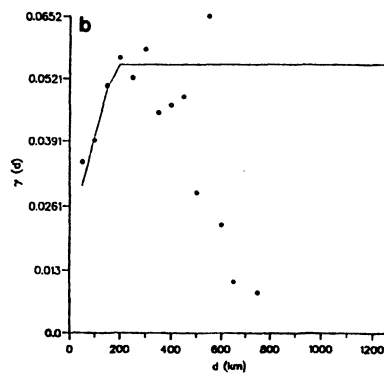
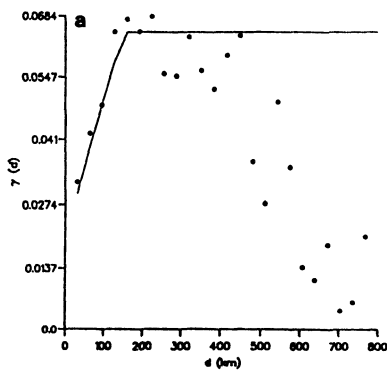
Wingård, B., Hegge K., Mohn, E., Nordseth, K. og Ruud, E.

1978: Regional flomfrekvensanalyse for norske vassdrag, Rapport nr. 2-78, NVE, VH, Oslo

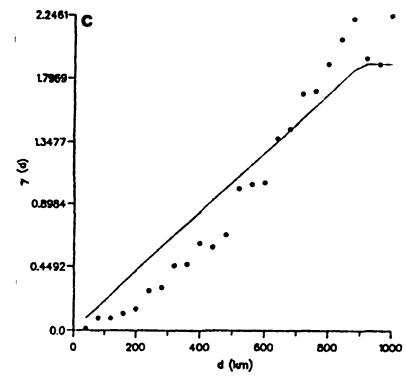
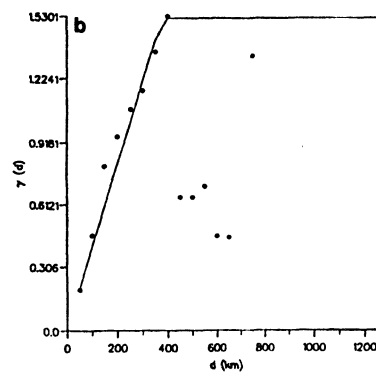
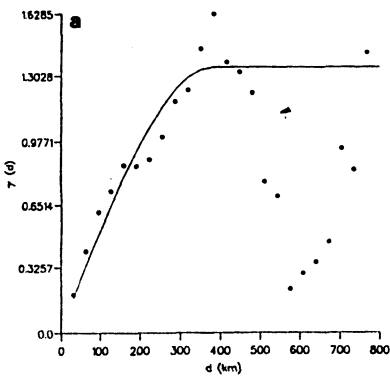
APPENDIX A.

Semivariogram for sør-Norge.

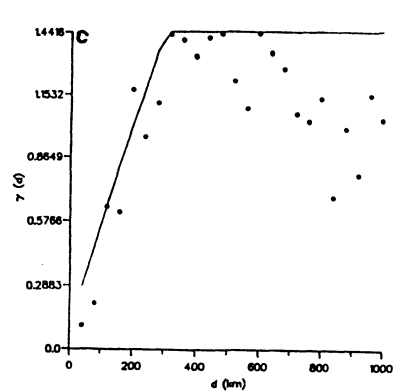
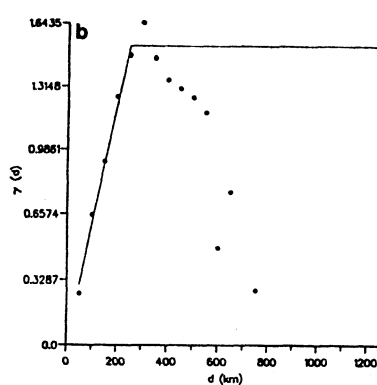
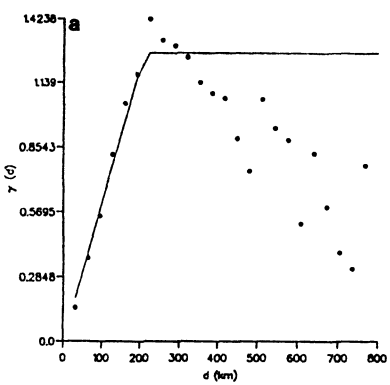
- a 2D kriging.
- b 3D kriging, liten vektning av høyden.
- c 3D kriging, stor vektning av høyden.



C_v

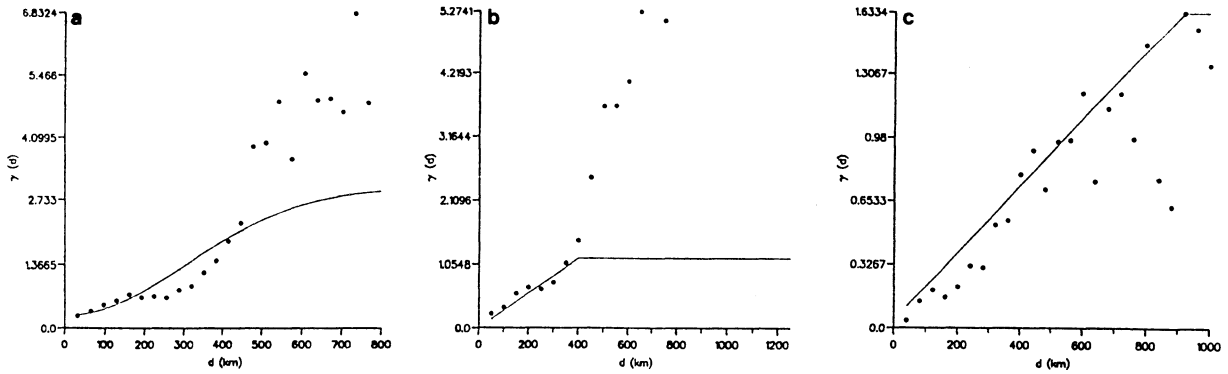


2. vektcoeffisient

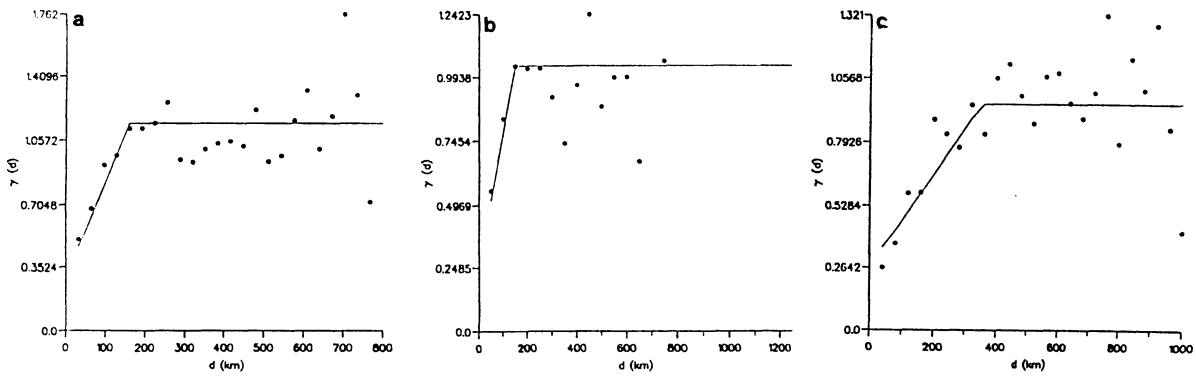


3. vektcoeffisient.

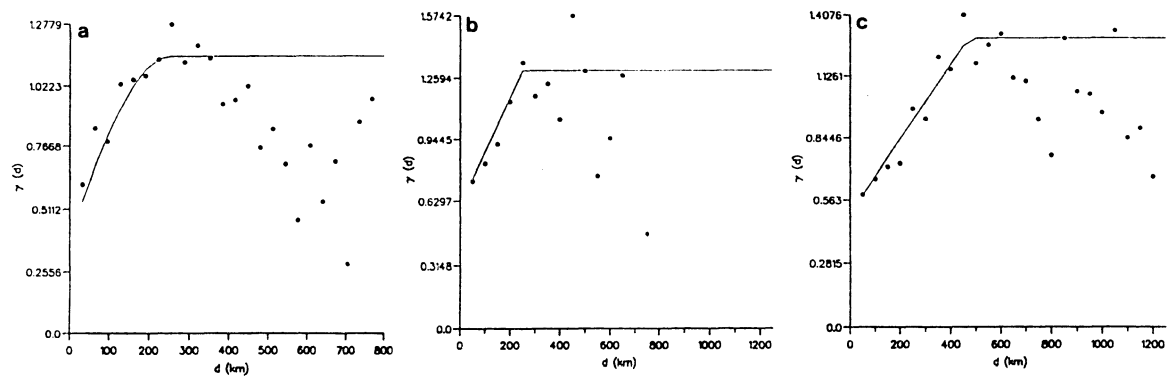
A2



4. vekt-koeffisient



5. vekt-koeffisient.



6. vekt-koeffisient.