CHALMERS TEKNISKA HÖGSKOLA

GOTEBORGS UNIVERSITET

CHALMERS UNIVERSITY OF TECHNOLOGY
GÖTEBORG
SWEDEN

UNIVERSITY OF GOTHENBURG

ANALYS OCH ANVÄNDNING AV GRUNDVATTENNIVÅOBSERVATIONER

Chester Svensson

GEOLOGISKA INSTITUTIONEN
Publ. A 49
1984

GEOLOGISKA INSTITUTIONEN
CHALMERS TEKNISKA HÖGSKOLA och
GÖTEBORGS UNIVERSITET

Chester Svensson

ANALYS OCH ANVÄNDNING AV GRUNDVATTENNIVÅOBSERVATIONER

Analysis and use of ground-water level observations

ISSN 0348-2367

Publ. A 49
Dissertation
Göteborg 1984

Doktorsavhandlingar vid
Chalmers tekniska högskola.
Ny serie, 0346-718X ; 475

ANALYS OCH ANVÄNDNING AV GRUNDVATTENNIVÅOBSERVATIONER

Analysis and use of ground-water level observations

Chester Svensson

AKADEMISK AVHANDLING

som för avläggande av teknologie doktorsexamen vid Chalmers tekniska högskola kommer att försvaras offentligt den 4 maj 1984 kl 10.15 i sal VH, Chalmers tekniska högskola, Sven Hultins gata 6, Göteborg

Fakultetsopponent:
Statsgeolog Lars-Jørgen Andersen, Köpenhamn
Examinator:
Professor K. Gösta Eriksson, Göteborg

ANALYS OCH ANVÄNDNING AV GRUNDVATTENNIVÅOBSERVATIONER

Analysis and use of ground-water level observations

Chester Svensson, Geologiska institutionen, Chalmers tekniska högskola och Göteborgs universitet, 412 96 Göteborg.

Department of Geology, Chalmers University of Technology and University of Göteborg, S-412 96 Göteborg, Sweden

ABSTRACT

Small, confined aquifers and water-table aquifers in the Göteborg area, southwestern Sweden, have been investigated. The confined aquifers are thin layers of sand and/or till covered by unconsolidated clay. The water-table aquifers are till or glacifluvial deposits. Three reference areas for ground-water levels were chosen in the Göteborg area 1970-71 and about 35 observation wells were established. The ordinary measurements (twice a month) of water levels in these areas were analysed in different ways in order to identify random and systematic errors.

Water level recorders have been used on observation wells, diameter 50 mm. Differences between continuous recording and intermittent readings are presented and discussed.

Statistical analyses were made on maximum and minimum ground-water levels from 12 Swedish and 5 non-Swedish wells. The assumption that annual maximum and minimum ground-water levels are normally distributed could generally not be rejected.

A new method of calculating ground-water levels in areas with very short water-level observation series (a few months) is proposed. This method assumes that for all localities within the same climatic region: 1) the respective variations during a short observation period are proportional between different wells and 2) the difference between the lowest level during the short observation period and the maximum level during a long observation period is proportional between different wells. This method estimates the maximum ground-water level in the "new" area during the long observation period in the reference area. This hypothesis has been tested with calculations between 63 observation wells using a three-month observation period and with a total testing period of 9 years. The results show that in most cases the calculated maximum water level is within 0.5 metres from the real observed level during the long observation period. Minimum levels could be calculated with less accuracy. In order to minimize the errors it was found that if the water-level range in the reference well during the short observation period is hihger than 30-35% of its total water-level range, the results are very good.

Key words: Ground-water level, water-level variations, methods for calculations of extreme water levels, aquifer, random errors, systematic errors, statistics, clay, Sweden, Göteborg.

ISSN 0348-2367 Publ. A 49 1984.

ERRATA i A49

	Står	skall vara
Sid. i sidfoten	2368	2367
Sid. 1 rad 19:	(1620-1984)	(1620-1684)
Sid. 58 Figur 5.6:	Figurerna för rör 5313 och 5214 är förväxlade	
Sid. 61 rad 2:	5313	5213
Sid. 75 formel (6-21)	b_2x	b_2x^2
Sid. 80 rad 5:	liten	lika
Sid. 99. Rad 1:	en grov bild	bild, om än grov,
Sid. 106 rad 2:	(9-5a och b)	(7-10a och b)
Sid. 112 figur 8.4:	Den vassa piken år 1937 är ett ritfel (finns ej i rådata)	
Sid. 113 vid ekv. 1:	(8-5)	(8-1)
Sid. 122 i figurtexten:	är 7	är vid 7
Sid. 125 rad 10:	in prep	1982
Sid. 145 rad 5:	Sandsjöbacka	Sandsjöbacka, Härskogen
Sid. 147 nedre figurtexten:	5309	5311
Sid. 157 rad 11:	båda	de tre
Sid. 165 rad 7:	avsnitt 5.10	figur 3.10
Sid 169 rad 20:	0.5 cm	0.5 m

Bilaga 3:1 det översta mätvärdet för MAX i figurerna 5202 och 5208 är ngt felplacerade

Karta 3: rör 5403 står ca 500 m längre mot NNV.

I referenslistan saknas: Hubbert, M K, 1940: The theory of ground-water motion.

The Journal og Geology, vol 48, s. 785-944.

De flesta av dessa är införda i detta ex.

'The field of ground-water observations is particularly discouraging for the reason that the data taken by themselves may have very little value or apparent significance. It is only after years of painstaking recording that correlations can be established by which the work takes on meaning leading to useful results...I saw the data accumulate for years as seemingly just so much spoiled paper. Then at the darkest hour the light began to dawn...'

(C F Merriam, 1956)

FÖRORD

I slutet av 1960-talet engagerades undertecknad av Gert Knutsson att deltaga i de geohydrologiska undersökningar som forskargruppen STEGA påbörjat i den planerade nya stadsdelen Angered i nordvästra Göteborg. I forskningsgruppens arbete hade man tidigt insett att det var nödvändigt att ha tillgång till grundvattendata från naturområden för jämförelse med de urbaniserade. Omkring Stockholm hade fyra områden bildat ett "grundvattenkors" och för Göteborg blev målsättningen densamma. Under professor Yngve Gustafssons överinseende, men med skral ekonomi hade jag nöjet att under några vårmånader 1970 planera för ett grundvattenkors för Göteborg. Det blev bara tre områden: Sandsjöbacka i söder, Harestad i norr och Härskogen i öster. Områdena försågs med ett antal observationsrör i jord. Efter ett par år riskerade de relativt nystartade referensområdena att läggas ner. Professor K.Gösta Eriksson lade ner stor möda på att finansiera en fortsättning, men det haltade fram till i slutet av 1973 då Sveriges geologiska undersökning i form av Grundvattennätet övertog driften.

Efter några års lågintensivt arbete med kartläggning och översiktliga studier blev det allt mer uppenbart att det måste till något mer än två observationer i månaden för att få ut något avhandlingsämne ur detta material. Med lite tekniskt bistånd och lite penningar från Naturvetenskapliga forskningsrådet (NFR) kunde fältarbete intensifieras, främst i Sandsjöbackområdet. Med en klimatstation och ett antal mekaniska skrivare för de klena, 50 mm, observationsrören kunde de tidigare till synes slumpmässiga grundvattennivåfluktuationerna klargöras. Klimatstationen har i ur och skur vittjats på data av Ulla och Leif Tobiasson, Långås, Lindome - tack!

Göran Sällfors ansåg för ett par år sedan att det kunde vara dags att skapa någon beräkningsmetod eller bara en "lathund" för geoteknikerna att använda när de ansätter ingångsdata för en släntstabilitetsberäkning eller sätt-

ningsberäkning. "Det kan väl inte vara någon konst för dig som pysslat med grundvattendata ...". På den vägen är det. Efter några felskär har en enkel beräkningsmetod vuxit fram. Det har varit ett givande samarbete; tack Göran!

Delar av detta arbete har finansierats med medel från Statens råd för byggnadsforskning, BFR. Det har varit växlande vindar under framtagningen och diskussionens vågor har gått höga och nu är det dags att få resultatet ventilerat och värderat.

Förutom de ovan nämnda har har många personer i mångt och mycket bidragit till tillkomsten av detta arbete. Jag tackar speciellt Gunnar Gustafson för ständigt nya vinklingar av problem och lösningsvägar, Olov Holmstrand för sakliga och välmotiverade "mothugg", Juhani Reinikainen för kunnighet och envis kamp med trilskande räknemaskiner, Leif Frändberg för hans eminenta förmåga att ständigt ha någon uppfriskande idé till hands samt Carl-Lennart Axelsson och Lars Nordberg (numera SNV) vid SGU:s Grundvattennät, vilka beredvilligt ställt data till mitt förfogande.

Under grovjobbet med alla beräkningar har ett flertal personer deltagit både från Geologiska institutionen och från Institutionen för geoteknik med grundläggning, alla har nedlagt ett för mig värdefullt arbete och förtjänar ett stort tack. Dessutom har ett flertal personer deltagit i färdigställandet, till samtliga framföres ett varmt tack.

Fotoarbetena har utförts av Roy Petersson och Lennart Sander. Figurer och kartor har ritats av Anita Svan och Marianne Johnson. Engelska texter har granskats av Marianne och Rodney Stevens. Det omfattande skrivarbetet har utförts av Ann-Marie Hellgren.

Till sist vill jag tacka professor K.Gösta Eriksson för allt det stöd han givit under årens lopp, såväl vetenskapligt som personligt.

Chester Svensson

INNEHÅLL

ABSTRACT i

FÖRORD iii

INNEHÅLL v

BETECKNINGAR viii

1. INLEDNING OCH MÅLSÄTTNING 1

2. HYDROGEOLOGISKA ELEMENT 5
.1 Hydrologiska cykeln 5
.2 Nederbörd 5
.3 Avdunstning 6
.4 Infiltration och markvatten 6
.5 Grundvatten 7
.5.1 Vattnets rörelse i mättad zon 7
.5.2 Akvifertyper 9
.6 Avrinning 10

3. GRUNDVATTENNIVÅFLUKTUATIONER 11
.1 Inledning 11
.2 Grundvattnets årstidsvariationer och långtidstrender 11
.3 Nederbördens inverkan på grundvattennivån 14
.4 Påverkan av evapotranspiration 16
.5 Grundvattennivåförändringar beroende av lufttrycksförändringar 18
.5.1 Sluten akvifer 19
.5.2 Öppen akvifer 22
.5.3 Läckande sluten akvifer 24
.6 Inverkan av luftinneslutning vid grundvattennivåstigning 25
.7 Grundvattennivåer och akviferegenskaper 25
.8 Grundvattennivåns terrängberoende 29
.8.1 Grundvattennivåns läge i förhållande till markytan 29
.8.2 Grundvattennivåns variationsbredd 32

4. UNDERSÖKNINGSMETODER I FÄLT SAMT KONTROLL AV MÄTDATA 36
.1 Nederbörd 36
.2 Temperatur, lufttryck, vind 36
.3 Grundvatten 37
.3.1 Observationsrör 37
.3.2 Manuella mätningar 39
.3.3 Kontinuerlig registrering 42
.3.4 Time-lag 44
.3.5 Slugtest 45
.3.6 Provpumpning 46

5. REDOVISNING OCH BEARBETNING AV GRUNDVATTEN-NIVÅMÄTNINGAR 47
.1 Redovisning av rådata, allmänna principer 47

.2 Bearbetning av mätdata från manuella mätningar 48
.2.1 Plottning av intermittenta data i tid-nivå-diagram 48
.2.2 Olika former av nivå-nivå-diagram 49
.2.3 Frekvensanalys i histogramform 56
.2.4 Frekvensanalys av grundvattennivåns fördelning under året 57
5.3 Kontinuerliga registreringar 58
.3.1 Regn och grundvattennivå 60
.3.2 Lufttryckspåverkan 66
.3.3 Evapotranspiration och grundvattennivå 67
.3.4 Recession av grundvattennivån 67

6. STATISTISKA METODER 69
.1 Statistiska parametrar, mått och termer 69
.1.1 Frekvensfunktion och fördelningsfunktion 69
.1.2 Centrala moment 70
.1.3 Stickprovets medelvärde, standardavvikelse 70
.1.4 Skevhet 71
.1.5 Kurtosis 73
.1.6 Variationsbredd och variationskoefficient 73
.1.7 Konfidensgränser 73
.2 Sannolikhetsfördelningar 75
.2.1 Pearson-fördelningar 75
.2.2 Extremfördelningar 77
.2.3 Logaritmiska fördelningar 78
.2.4 Centralgränsvärdesteoremet 78
.3 Jämförelser och tester 78
.3.1 Plottning 78
.3.2 Kovarians och korrelation 79
.3.3 Chi-två-test 79

7. BEARBETNING AV NIVÅDATA SAMT PROGNOSMETODER 81
.1 Medelvärden och index 81
.2 Statistiska metoder 83
.2.1 Plottning 83
.2.2 Regressionsanalys 86
.2.3 Grafisk sambandsanalys 89
.2.4 Tidsserieanalys 91
.3 Matematiska samband och modeller 92
.3.1 Relativ grundvattennivå 93
.3.2 Mönsteranalys 93
.3.3 Wiener-Hopfs ekvation 93
.3.4 Modeller 94
.4 En anläggningsanpassad beräkningsrutin 94
.5 Mätintervall 96
.5.1 Reducering av mättillfällen 97
.5.2 Beräkning av avvikelsen mellan mättillfällen 102

8. ANALYS AV LÅNGA MÄTSERIERS EXTREMVÄRDEN 107
.1 Utnyttjade extremvärdeserier 107
.1.1 Årliga extremvärden 107
.1.2 Överskridelse-serier 107
.1.3 Val av serietyp för analys 108
.1.4 Analyserade mätserier 108
.2 Plottning av extremvärdeserierna 113
.3 Extremvärdeseriernas skevhet 116

.4 Beta-faktorer 118
.5 Felberäkning för approximeringar till några olika fördelningar enligt Kite (1977) 120
.6 Chi-två-test av utländska serier 121
.7 Sammanfattning av de statistiska analyserna 122

9. BERÄKNING AV DIMENSIONERANDE GRUNDVATTENTRYCK I ANLÄGGNINGSOMRÅDE 123
.1 Praktisk problemställning 123
.2 Problemets lösningsvägar 124
.3 Acceptabelt fel i bestämning av grundvattentrycket för de geotekniska beräkningarna 125
.4 Jämförelse mellan grundvattennivåfluktuationer i anläggningsområdet och referensområde 126

10. LOKALA HYDROGEOLOGISKA FÖRHÅLLANDEN 132
.1 Klimat i västra Sverige 132
.1.1 Nederbörd 132
.1.2 Avdunstning 134
.1.3 Grundvattenregimer 135
.1.4 Avrinningsregimer i regionen 136
.1.5 Hydrologiskt år 137
.2 Geologi i undersökningsområdena 138
.2.1 Allmänt om Göteborgstrakten 138
.2.2 Sandsjöbackaområdet 139
.2.3 Harestadområdet 142
.2.4 Härskogenområdet 143

11. EXTREMVÄRDEN FÖR LOKALA MÄTSERIER 144

12. BERÄKNINGAR MED METODEN 145
.1 Resultat av beräkningar inom ett och samma referensområde 145
.2 Resultat av analys mellan olika referensområden 160
.2.1 Beräkningar mellan referensområdena Sandsjöbacka och Harestad 160
.2.2 Beräkningar mellan referensområdena Sandsjöbacka och Härskogen 165
.2.3 Beräkningar mellan referensområdena Sandsjöbacka och Djurarpsdalen 167

13. FELANALYS 169
.1 Inverkan av mätperiodens längd på beräkningsresultaten 169
.2 Grundvattennivåvariationens inverkan på resultaten 170
.3 Årstidens inverkan på beräkningsresultaten 171

14. BESKRIVNING AV ARBETSGÅNG VID METODENS ANVÄNDNING 173

15. UTVECKLINGSMÖJLIGHETER FÖR METODEN 175

SUMMARY 176

REFERENSER 180

BILAGOR

BETECKNINGAR

a	intervallgräns
a	konstant i linjes ekvation
b	mäktighet, m
b	linjes lutningskoefficient
b	intervallgräns
b	del av gränsyta mellan två lager i sluten akvifer
BE	barometereffekt
C	korrelationskoefficient
C_V	variationskoefficient
$\hat{c}_s$	skevhetskoefficient (Foster)
d	ekvivalent porstorlek eller kornstorlek
E	evapotranspiration
E_s	kornskelettets elasticitetsmodul
E_v	vattens elasticitetsmodul
F	säkerhetsfaktor
f	tätande lagers styvhet
G	skevhetskoefficient (Kite, 1977)
g	skevhetskoefficient (Benson, 1968)
$\hat{g}_1$	skevhetskoefficient (Yevjevich, 1972)
Δh	vattentrycksförändringen m v_p
Δh_a	lufttrycksförändringen m v_p
i	tryckнivågradient
i_1	grundvattenytans lutning vid stigning
i_2	grundvattenytans lutning vid recession
i	index för stickprovsindivid
j	index för stickprovsindivid
K	hydraulisk konduktivitet, m/s
K	kriterium, se formel (6-22)
M	stickprovsstorlek
ΔM_g	magasinförändringar i grunden
ΔM_y	magasinförändringar i ytvatten
m_r	centrala moment för stickprov
N	populatiosnstorlek
n	porositet
n_e	effektiv porositet
P	nederbörd

P	index för prognosrör
p(x)	sannolikhet
Q_{in}	tillrinnande vatten (yt- eller grundvatten)
Q_{ut}	avrinnande vatten (yt- eller grundvatten)
R	index för referensrör
r, R	variationsbredd
r	grundvattentillrinning per timme
S	magasinskoefficient
S_T	standardfel
s_{xy}	kovarians för stickprov
S_y	vattenavgivningstal
s	standardavvikelse för stickprov
s	nettoavsänkning eller -stigning hos grundvattenytan per dygn
T	transmissivitet, m^2/s
T	återkomsttid, år
t	frekvensfaktor
$t_o t_1$	datum
u	tid mellan två mättillfällen
u_b	portryck i lerlagers underkant
u_T	värde med T års återkomstintervall
v_v	verklig vattenhastighet, m/s
v	tid mellan två mättillfällen
$\bar{x}$	medelvärde för stickprov
x_i	stickprovsvärde
$\hat{x}_i$	beräknat värde för stickprov med visst återkomstintervall (Kite, 1977)
z	vertikalkoordinat
α	effektiv pneumatisk diffusivitet
α	$1/E_s$
β	$1/E_v$
β_1	skevhetskoefficient (Harr, 1977)
β_2	kurtosis
γ	vattnets densitet
γ_1	skevhetskoefficient
δ	se formel
δ_t	se formel
η	vattnets dynamiska viskositet

$\lambda_{1/T}$	frekvensfaktor
μ	väntevärde, fördelnings medelvärde
μ_r	centrala moment
ν	frihetsgrad
σ	standardavvikelse för population
τ	time-lag
χ^2	chi-två, fördelningsfunktion

1. INLEDNING OCH MÅLSÄTTNING

Grundvatten - vatten i grunden. Hur kom det dit? Ja, därom har de lärde haft många teorier under årtusenden. Den tidigast kända teorin bestod Thales med (7:e århundradet f Kr). Han var en av det antika Greklands vise män och ansåg att vattnet var det starkaste av de fyra elementen: jord, vatten, luft och eld. Vinden tvingade in havsvattnet i jorden, och det trycktes därefter av de tunga bergmassornas gravitationskrafter upp i bergen. Detta var en kontinuerlig process. Platon (4:e århundradet f Kr) sade att det fanns underjordiska kanaler som förband alla utflöden med en central reservoar, Tartarus, i underjorden, vars vågskvalp orsakade källor och floder. Vattnet återgick till Tartarus antingen genom samma kanaler som det kommit ut eller genom andra kanaler. Under århundradenas lopp förändrades teorin om vattnets kretslopp undan för undan. Inte förrän under 1600-talet utformades den moderna hydrologin av de båda fransmännen Pierre Perault (1608-1680) och Edmé Mariotte (1620-1684) samt engelsmannen Edmund Halley (1656-1742), se Biswas (1965).

Vattnets närvaro på Jorden är direkt förknippat med dennas tillkomst. Ur en kall, homogen (?) kosmisk stoftanhopning har gravitationskrafter och radioaktivt sönderfall skapat en "eldkula", i vars avkylda skal det utdrivna vattnet ansamlats. I jordmantelns magma finns i medeltal ca 7 viktprocent vatten, eller totalt 20 10^{18} ton. Detta vatten kallas juvenilt vatten, eftersom det uppkom vid Jordens tillblivelse genom förening mellan väte och syre. (Smärre mängder vatten tillföres manteln vid uppsmältning av sedimentära bergarter.) Genom vulkanutbrott frigörs det juvenila vattnet och inlemmas i hydrosfären, vilket är det sammanfattande namnet på allt övrigt vatten i, på och över jordskorpan. Hydrosfären innehåller ca 58% av hela Jordens vattenmängd, resten är juvenilt vatten. Hydrosfärens ca 1.4 10^{9} km^{3} vatten förekommer i oceaner, is och snö, grundvatten, sjöar, myrmarker och vattendrag, atmosfär och i levande organismer. Grundvattnet utgör ca 1.7% av hydro-

sfärens vatten och alla levande organismer tillsammans endast 1120 km^3 vatten, Sokolov (1974) enligt Pinneker (1983).

Kunskapen om vattnets förekomst i, på och ovan Jorden ökar successivt och anses för närvarande vara väl underbyggd. Det är dock inte ovanligt att nya idéer, om t ex vattnets ursprung, ser dagens ljus. I början av 1960-talet lanserade t ex de Turville en teori, enligt vilken merparten av Jordens vattenmassa skulle ha tillkommit genom att solvindens väteatomer infångats och oxiderats i atmosfärens övre delar. Han beräknade att det skulle ha nybildats 1.5 ton vatten per sekund sedan Jorden tillkom (de Turville, 1961). Denna teori motbevisades snabbt tack vare resultat från amerikanska och ryska rymdfärder (Wasson & Junge, 1962).

I dagens samhälle är vattnets roll mångfacetterad; beståndsdel i mat och dryck, förlustelseunderlag i fast och flytande form, vistelseort för naturliga och onaturliga ting, energigivare och -lagrare, avfallstransportör och -mottagare, och, inte minst, en ständig källa till vetenskapliga diskussioner i de mest skiftande sammanhang.

I 1960-talets Sverige konstaterades att sjunkande grundvattennivå kunde ge allvarliga sättningsskador på grundläggningskonstruktioner. Det betydande reparationsbehovet som konsekvens av otillräckliga hänsyn till grundvattenförhållanden i planarbeten bidrog till startande av "byggnadstekniskt inriktade grundvattenundersökningar inom stadsbebyggelse". En forskningsgrupp bildades för dessa undersökningar: STEGA (Tyrén & Lindskoug, 1970). Utredningsarbeten som påbörjades var t ex landsomfattande inventering av grundvattenproblem i samband med byggnadsverksamhet, undersökningar av nybyggnadsområden (Angered i Göteborg och Botkyrka vid Stockholm), undersökningar kring bergtunnlar och upprättandet av referensområden för grundvattenförändringar (Lindskoug & Nilsson, 1974). De omfattande undersökningarna i Angered gav snart vid handen att behovet av referensområden för grundvattenförhållande-

na i Göteborgsregionen var synnerligen stort (Gustafsson & Nilsson, 1970). Med en tämligen ringa ekonomisk insats upprättades tre referensområden: Sandsjöbacka i söder, Harestad i norr och Härskogen i öster. Det fanns också funderingar på ett område i väster, men det var svårt att finna något lämpligt område.

De tre referensområdena rekognocerades och planerades av författaren under ledning av professor Yngve Gustafsson, KTH, och de första rördrivningarna kunde utföras sommaren 1970. De ekonomiska resurserna för drift av referensområdena var små, varför mätintervallet blev ganska långt. Efter det att forskningsgruppen STEGA upplösts utfördes datainsamling av Geologiska institutionen, CTH fram till december 1973. Den 1 januari 1974 inlemmades de tre områdena i det riksomfattande "Grundvattennätet", som administreras av Sveriges geologiska undersökning. Mätintervallet är standardiserat till ca två veckor; riktdatum är den 15:e och sista i varje månad.

Vid utnyttjandet av mätdata från referensområdena i detta projekt framgick det ganska snart att mätintervallet var för långt. Detaljinformationen saknades i dessa intermittenta mätningar med två veckors intervall. Försök med förkortat mätintervall för några rör gav visserligen mer information, men kostnaderna för täta manuella mätningar blev höga. Ytterligare förtätning till överkomlig kostnad erhölls genom anpassning av en mekanisk skrivare, avsedd för bergborrhål och avrinningsmätningar, till placering på det betydligt klenare 50 mm röret i jord. Detta blev lösningen på insamlingen av detaljinformation om grundvattennivåns variationer i jordlager. De erhållna diagrammen har varit underlag för merparten av de idéer som utnyttjas för den i detta arbete presenterade beräkningsmetoden.

I Sverige inträffar varje år ett antal skred i leromräden. De flesta kända större skreden har ägt rum under perioder med hög nederbörd eller i samband med snösmältning. Månaderna september-november har störst skredfrekvens (Wenner,

1951). Lerskred kan uppkomma vid förändringar i t ex belastningsförhållanden, grundvattentrycknivå, porvattentryck i leran, salthalt (urlakning). Dessutom inverkar lerlagrens egenskaper och lagerföljd, lutningsförhållanden hos lerlager, undergrund och överyta samt lerans mineralinnehåll på stabiliteten hos en slänt i lera (Kjellman, 1954, Löfquist, 1973).

I analysen av ett lerområdes stabilitet utnyttjar geotekniker ett antal beräkningsmetoder, som i sig tar hänsyn till lerlagrens geometri, egenskaper och vattentryck. Av speciellt intresse är vattentryck i lerans porer och i eventuellt förekommande lager av friktionsjord i eller under leran (Larsson & Sällfors, 1984).

Vanligen är man hänvisad till att utnyttja de mätvärden som kan erhållas med punktvisa och kortvariga mätningar av portryck och grundvattentryck.

Säkerhetsfaktorn för en slänt blir allmänt sett lägre ju högre portryck och/eller grundvattentrycknivå som används i släntens övre delar. Om man i mätningarna av portryck och grundvattentryck får för låga nivåer, erhålles för hög säkerhetsfaktor. Detta kan i sin tur leda till en dimensionering av släntutförandet som kan medföra skred vid förhöjda grundvattentrycknivåer. Det är således väsentligt att de i beräkningarna införda vattentrycknivåerna är lagom höga för att slänten skall vara stabil under avsedd tidsperiod. Med tanke på att grundvattennivåer varierar i tid och rum är det svårt att utifrån enstaka mätningar erhålla korrekta vattentryck för beräkningarna.

Med referensområdenas 13-14 år långa mätserier av grundvattennivåer har det varit möjligt att ge geoteknikerna ett verktyg för bättre bestämning av de i stabilitetsanalysen nödvändiga vattennivåerna. Detta verktyg kan också användas för bestämning av höga/låga grundvatten(tryck)nivåer i andra sammanhang. Denna avhandling behandlar bakgrunden till denna metod, metodens utformning och genomförande samt utvärdering av metodens resultat.

2. HYDROGEOLOGISKA ELEMENT

2.1 Hydrologiska cykeln

Vattnets kretslopp i naturen - den hydrologiska cykeln - är sammansatt av ett flertal processer: avdunstning, nederbörd, avrinning och magasinering. Varje process styrs av naturlagar och dess hastighet regleras av tillgänglig energi eller andra lokala faktorer. Energitillförseln sker främst i form av solenergi. Den geotermiska energitillförseln har ringa betydelse totalt sett, men kan lokalt påverka vattnets passage genom den hydrologiska cykeln.

Vid studium av vattenomsättningen i ett område på jordytan utgår man från kontinuitetssambandet

$$P + Q_{in} = E + \Delta M_y + \Delta M_g + Q_{ut} \qquad (2\text{-}1)$$

där P = nederbörd
E = evapotranspiration
Q_{in} = tillrinnande vatten (yt- eller grundvatten)
Q_{ut} = avrinnande vatten (" " ")
ΔM_g = magasinsförändring i grunden
ΔM_y = magasinsförändring i ytvatten

De i denna ekvation ingående faktorerna anger flöden i koncentrerad form (P, Q, M), i olika faser (E) eller inuti andra material (Q_{in}, Q_{ut}, ΔM_g). Detta medför att de olika faktorerna mätes på olika sätt och med olika noggrannhet.

2.2 Nederbörd

I den hydrologiska cykeln ingår nederbörden som den för oss mest påtagliga faktorn. Dess variation i tid och rum ligger oss nära och är också dominerande ingångsvärde i vattenomsättningen. Nederbördstillgången avgör till stor del vilka vattenflöden de olika delprocesserna i cykelns fortsättning får till förfogande.

Vintertid magasineras nederbörd i form av snö och is. Oftast ger dessa vid tining stora frigjorda vattenmängder som skall distribueras i cykeln.

Nederbörden har varit föremål för mätningar under lång tid, men många faktorer inverkar på mätresultatens noggrannhet och tillförlitlighet. Korrektioner för t ex vindavdrift och avdunstning från mätkärlen i storleksordningen 10-20% har befunnits nödvändiga för att få mer realistiska värden på nederbördens storlek (Eriksson, 1980a). Dessa förhöjda värden brukar kallas "korrigerad nederbörd".

2.3 Avdunstning

Avdunstningen från vegetation, mark och vattenytor är den del av hydrologiska cykeln som är svårast att mäta. Den totala avdunstningen omfattar även växternas andning och kallas därför evapotranspiration. Avdunstningen varierar med många faktorer, t ex temperatur, växtslag, marktyp och grundvattennivå. Eftersom avdunstningen är starkt temperaturstyrd har den en utpräglad årstidsvariation. Med potentiell evapotranspiration menar man den avdunstning som skulle ske per tidsenhet vid fri vattentillgång. I verkligheten är det dock vanligen så att vattentillgången är begränsad under delar av året eller dygnet, varför den verkliga avdunstningen blir lägre än den potentiella.

2.4 Infiltration och markvatten

Vattnets inträngande i marken kallas infiltration och därefter perkolerar vattnet genom en, vad avser vatten, omättad zon ner till den mättade zonen, grundvattenzonen. Infiltrationens storlek anges med infiltrationskapaciteten, som är den vattenmängd jorden kan ta upp och släppa igenom per tidsenhet. Infiltrationskapacitetens storlek och tidsförlopp är beroende av många faktorer (se t ex Jonasson, 1979).

Vid ett nederbördstillfälle kan hela, eller delar av, regnvolymen infiltrera, beroende av infiltrationskapacitetens storlek. Markvattenzonen kommer i första hand att mättas till fältkapacitet varefter perkolationen vidtar. Infiltrationskoefficienten är för torr jord till en början hög och minskar sedan mot ett asymptotvärde, som för en viss jordprofil har ett konstant värde oavsett infiltrationens begynnelsevärde.

2.5 Grundvatten

I den mättade zonen är porerna helt fyllda med vatten och vattentrycket i porerna är större än, eller lika med, atmosfärstrycket. Den nivå där vattentrycket är lika med atmosfärstrycket kallas grundvattenyta, eller bättre: grundvattennivå. Atmosfärstrycket är ju inte konstant, därför ändras också den definitionsmässiga grundvattennivån något när lufttrycket ändras.

2.5.1 Vattnets rörelse i mättad zon

Grundvattnets strömning sker i ett poröst medium - jord eller berg. I jord utgör mellanrummen mellan jordpartiklarna ett porsystem. I berggrunden utgör spricksystemen tillsammans ett porsystem. Eftersom porerna är små och vattenhastigheten normalt liten kan grundvattenströmning anses vara laminär.

Redan 1856 kunde fransmannen H Darcy med stöd av vattenströmning genom sandfilter postulera, att vattnets flödeshastighet i ett poröst system är proportionell mot minskningen i hydraulisk trycknivå dividerad med flödeslängden:

$$v = K\, i \qquad (2\text{-}2)$$

där v = vattenhastigheten (m/s)
K = proportionalitetskonstant (m/s)
i = trycknivågradienten

Detta är Darcy's lag och proportionalitetskonstanten, K, benämnes hydraulisk konduktivitet (ofta kallad permeabilitet). Den hydrauliska konduktiviteten är beroende av det porösa mediets och vattnets egenskaper:

$$K = C\, d^2 (\gamma/\eta) \qquad (2\text{-}3)$$

där C = en dimensionslös konstant
d = en ekvivalent porstorlek eller kornstorlek
γ = vattnets densitet
η = vattnets dynamiska viskositet

Produkten Cd^2 är oberoende av vätskans egenskaper och kallas specifik permeabilitet. Vattnets egenskaper förändras mycket lite inom det temperaturintervall som normalt finns för grundvatten, därför kan den hydrauliska konduktiviteten anses vara en materialkonstant för det aktuella jord-(eller berg-)materialet.

Darcy's formel ger ett mått på vattnets skenbara strömhastighet; specifikt flöde. För att erhålla grundvattnets verkliga strömhastighet skall genomströmningsarean ingå i formeln. Den area i tvärsnittet som utgör den reellt genomströmmade, anges av den effektiva porositeten n_e. Den effektiva porositeten anger hur stor del av jordvolymen som upptas av porer, som är tillräckligt stora för att vattnet däri skall mobiliseras av den för tillfället rådande hydrauliska gradienten, i. Darcy's formel bör således skrivas

$$v_v = K\, i/n_e \qquad (2\text{-}4)$$

I många fall är det praktiskt att betrakta ett jordlagers totala vattengenomsläpplighet. Genom en summering av den hydrauliska konduktiviteten över den vattenförande zonen erhålles transmissiviteten:

$$T = \int_b K(z)\, dz \qquad (m^2/s) \qquad (2\text{-}5)$$

2.5.2 Akvifertyper

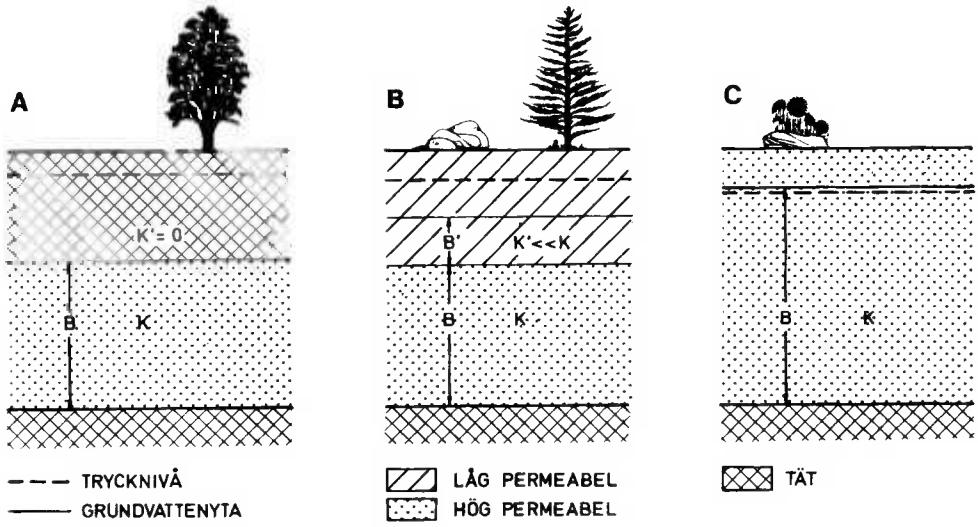
Med akvifer avses en geologisk bildning, flera bildningar eller en del av en bildning, som innehåller så mycket vattenmättat, permeabelt material, att en vattenmängd av praktisk betydelse kan avges till brunnar eller källor. Akviferbegreppet har således en ekonomisk värdering i sig, i och med att vattenmängden skall ha praktisk betydelse. Den vattenmängd som erfordras för att termen akvifer ska kunna användas är inte preciserad. Vid analys av grundvattenförande lager är det föga väsentligt att veta hur mycket vatten som kan utvinnas ur en brunn. Man vill vanligen utröna vilka egenskaper lagret eller lagren har och lagrens inbördes relationer. Därefter kan man beräkna hur stora vattenmängder som eventuellt kan uttagas. Det är således oväsentligt för analys av geologiska bildningar med avseende på dessas olika egenskaper visavi vatten, om vattenmängden däri är stor eller liten. Det viktigaste är bildningens porsystem, mäktighet och relationer till omgivningen.

Två huvudtyper av akviferer är väsentliga att särskilja:

1) Sluten akvifer kännetecknas av att det vattenförande lagret uppåt begränsas av ett tätande lager; en sådan akvifer är sand överlagrad av lera. I många fall är inte det tätande lagret helt tätt utan släpper igenom (ut eller in) vatten och akviferen är då en läckande akvifer.

2) Öppen är följaktligen en akvifer som saknar överliggande tätande lager.

Termen grundvattenmagasin användes i motsvarande fall för akvifer eller del av akvifer som kan betraktas som en hydrologisk enhet. Vid analys av grundvattenförande lagrens egenskaper är det dock så, att man vanligen inte tar hänsyn till dessa, något snäva definitioner, utan genomgående använder termen akvifer. I engelskt språkbruk användes dessutom termer för geologiska bildningar med andra hydrauliska egenskaper, men dessa termer har ej vunnit gehör i Sverige (Lohman, 1972).



Figur 2.1 Akvifertyper. a) sluten akvifer, b) läckande akvifer, c) öppen akvifer.

Different types of aquifers. a) confined, b) leaky confined, c) water table.

Magasinskoefficienten, S, definieras som den volym vatten som kan uttagas/lagras i en akvifer per (horisontell) enhetsarea per meter avsänkning/höjning av grundvatten-(tryck)nivån. Således (m^3/m^2, m) vilket medför att S är dimensionslös.

2.6 Avrinning

Avrinningen utgör den del av hydrologiska cykeln som är lättast att mäta, eftersom merparten av avrinningen sker koncentrerat i vattendragen. Avrinningen är sammansatt av grundvattenavrinning och direkt avrinning från sjöar och andra ytvattensamlingar. Avrinningens årsvariation utgör underlag för indelningen i hydrologiska regimer.

3. GRUNDVATTENNIVÅFLUKTUATIONER

3.1 Inledning

I äldre litteratur har termen grundvattenstånd använts för att beskriva grundvattenytans läge. Under arbetet med grundvattenytans nivåfluktuationer har det stått alltmer klart att termen grundvattennivå torde vara en mer adekvat benämning. I allmänhet gör man inte skillnad mellan grundvattnets fria yta i öppen akvifer och grundvattentrycknivån i sluten akvifer när man diskuterar i tiden långvariga fluktuationsmönster.

Grundvattennivåfluktuationer kan ha många orsaker, såväl naturliga som av människan inducerade. Förändringen i naturlig grundvattennivå är främst en funktion av nederbörd, tidsförlopp, grundvattenavrinning och porfördelning, i mindre grad av andra parametrar. En uppställning av olika orsaker som föranleder förändringar hos grundvattennivån presenterades av Veatch (1906). En något annorlunda sådan presenterades av Freeze & Cherry (1979). Det är ofta flera faktorer som samtidigt påverkar förloppen. Tabell 3.1 innehåller en översikt över dessa faktorer och dessas varaktighet, natur, klimatberoende samt vilken akvifertyp de påverkar.

I jordlager i västra Sverige är bara några av dessa faktorer aktuella, nämligen grundvattenbildning vid årstidernas klimatväxlingar, regn, lufttryckförändringar och evapotranspiration. De fluktuationer som orsakas av människan behandlas ej i detta arbete.

3.2 Grundvattnets årstidsvariationer och långtidstrender

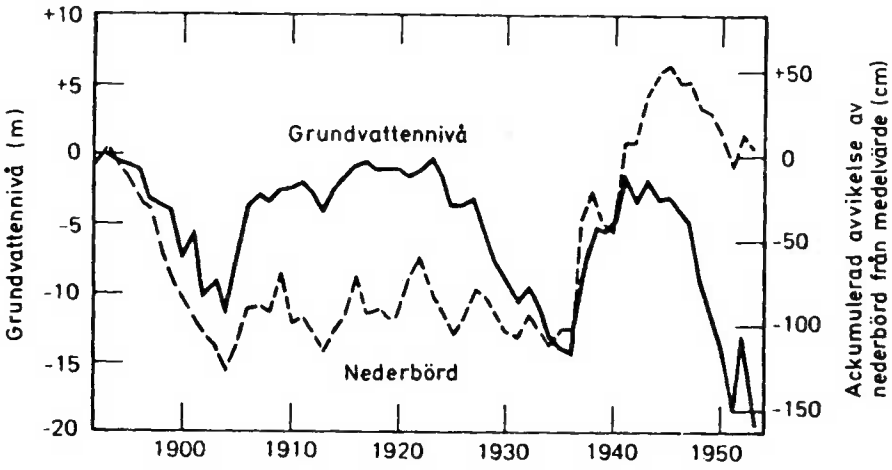
Grundvattennivån representerar grundvattenmagasinets fyllnadsgrad. Normalt sker en avtappning av alla grundvattenmagasin genom avrinning till ytvatten och havet och påfyllning sker från nederbörden genom perkolationen. Låg grundvattennivå bör således återfinnas efter torrperiod

Tabell 3.1 Översikt över mekanismer som kan orsaka påtagliga fluktuationer i grundvattennivå. Modifierad efter Freeze & Cherry, 1979. * = tillägg av författaren.

Summary of mechanisms that lead to fluctuations in groundwater levels. Modified from Freeze & Cherry, 1979.

	Öppen akvifer	Sluten akvifer	Naturlig	Orsakad av människan	Kortvarig	Dagtid	Årstid	Långvarig	Klimatstyrd
Grundvattenbildning orsakad av nederbörd	x		x				x		x
Luftinneslutning vid grundvattenbildning	x		x		x				x
Evapotranspiration	x		x			x			x
Lufttryckseffekt	x	x	x			x			x
Magasinering i flodbank	x		x				x		x
Tidvatteneffekt nära havet	x	x	x			x			
"Tidal effect" i berggrundvatten	*	*	*			*			
Extern last på sluten akvifer		x		x	x				
Jordbävning		x	x		x				
Pumpning av grundvatten	x	x		x				x	
Injektion i djup brunn		x		x				x	
Konstgjord grundvattenbildning; läckage från dammar och fyllnadsmassor	x			x				x	
Bevattning och dränering i jordbruket	x			x				x	x
Dränering och pumpning i slänter, öppna gruvor, tunnlar etc	x	*		x				x	

och hög grundvattennivå efter regnperiod. Detta samspel mellan tillrinning och avrinning ger grundvattennivån en direkt koppling till klimatvariationerna både under året och under längre tidsperioder. Detta har observerats under de senaste 100 åren. Sambandet accentueras om man uppritar nederbördens och grundvattennivåns avvikelser från medelvärden, se figur 3.1.



Figur 3.1 Långtidsvariationer hos maximal årlig grundvattennivå och årlig nederbörd i San Bernardino Valley, Californien, USA (Todd, 1980).

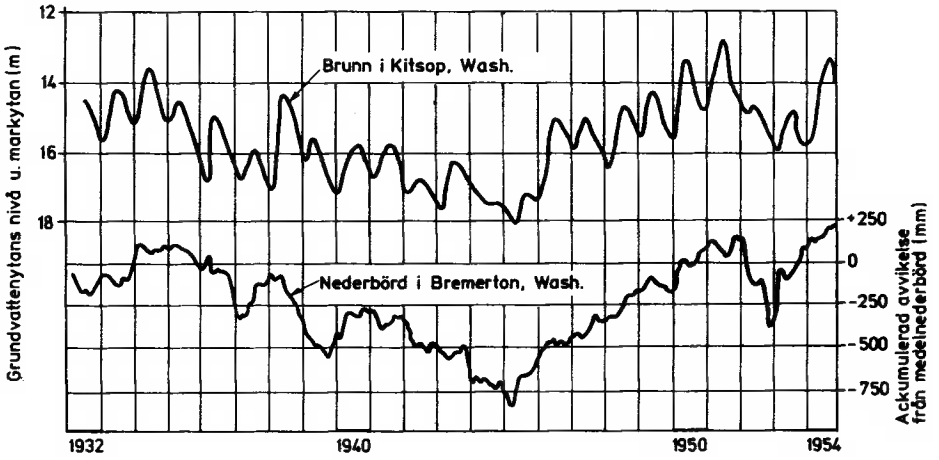
Secular variations of maximum annual groundwater level and annual rainfall in San Bernardino Valley, California.

Årstidsvariationerna återspeglar årstidernas klimatväxlingar. Nederbördens storlek och tidsfördelning under perioder med temperatur över $0^{o}C$ ger mer eller mindre direkta utslag i grundvattennivån. Vinterperiodens ackumulerade snönederbörd ger grundvattentillskott under vårens snösmältning. Grundvattennivån varierar också mellan olika år, detta främst beroende på att nederbörden varierar. Grundvattennivåns årstidsvariationer överlagras av variationer orsakade av andra faktorer. I långtidsvariationer från Ryssland har Zaltsberg (1977) utskilt periodiciteter om 5 och 8-12 år i den årliga medelnivån.

3.3 Nederbördens inverkan på grundvattennivån

Variationer i grundvattennivån följer trenden hos nederbörden. Under perioder med ringa nederbörd sjunker grundvattennivån och under perioder med hög nederbörd stiger den, figur 3.2.

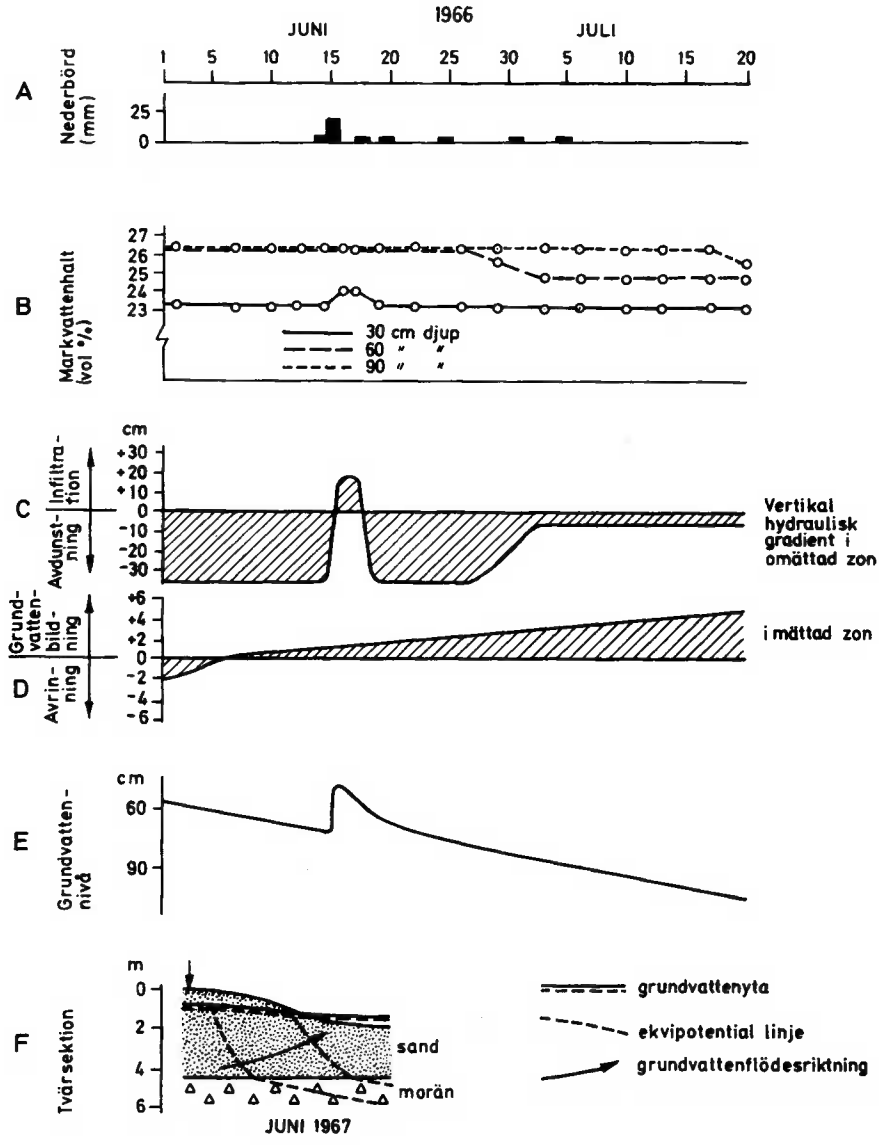
Sambandet mellan regn och grundvattennivå är dock inte entydigt. Grundvattennivåstigning vid regn är, förutom av infiltrationsförloppet, beroende av regnets intensitet och tidsfördelning.



Figur 3.2 Grundvattennivån i en brunn i Kitsap County, Wash., USA och kumulativ avvikelse från medelnederbörd (Fishel, 1956).

Hydrograph of a well in Kitsap County, Wash. and the cumulative departure from normal precipitation at Brewerton, Wash.

Freeze och Banner (1970) rapporterade distinkta grundvattennivåförändringar, figur 3.3, i öppen akvifer vid enstaka regn. Vid ett kraftigt sommarregn, ca 100 mm under 2 dygn, steg grundvattenytan med ca 40 cm. Stigningen var ganska långsam - 40 cm på ca 7 dygn. I den omättade zonen på 30 cm djup steg vattenhalten från ca 16 till ca 32 volymsprocent under regnet, medan vattenhaltsförändringen på 60 resp 120 cm djup förändrades med ett par procentenhe-



Figur 3.3 Några hydrologiska parametrars variation under en sommarperiod med avtagande grundvattennivå. Good Spirit Lake Basin, Saskatchewan, Canada (Freeze & Banner, 1970).

Water table rise created from a heavy summer rainfall; a) rainfall; b) soil moisture content; c) vertical hydraulic gradient in the unsaturated zone; d) vertical hydraulic gradient in the saturated zone; e) depth to water table; f) regional hydrogeological setting.

ter. Grundvattenytan var vid detta tillfälle ca 150 cm under markytan och markmaterialet utgjordes av "sandy loam" på morän.

I ett annat område med välsorterad sand (på morän) och med lätt uppåtriktad grundvattenströmning gav ett sommarregn på ca 20 mm ett mycket markant utslag i grundvattennivån. Även i detta område steg markvattenhalten på 30 cm djup märkbart medan den på större djup förblev konstant.

Sartz et al (1977) rapporterade om hur snötäcket kan bidraga till en cyklisk variation av grundvattennivån under senvintern då temperaturen pendlar kring noll - tö på dagen och frost på natten. De fann att grundvattennivån var högst på kvällen, kl 19-21, och lägst mitt på dagen, med en daglig variationsbredd av ca 0.5 m.

Marine (1963) angav att den bästa metoden att redovisa nederbörd för korrelation med grundvattennivån syntes vara i form av 5-års successiva medelvärden.

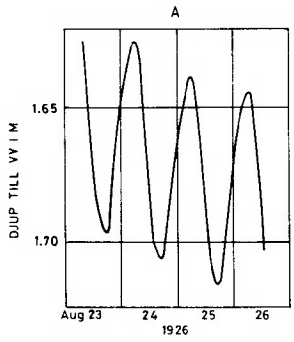
3.4 Påverkan av evapotranspiration

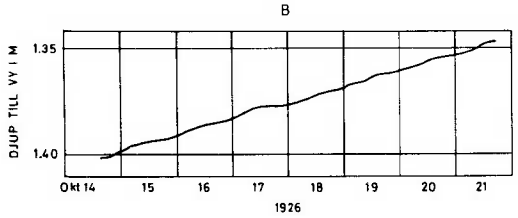
I utströmningsområden kan grundvattennivån märkbart påverkas av växternas vattenupptagning. Under vegetationsperioden sker avsänkning under dagen som resultat av växternas vattenupptagning medan återhämtning sker under natten då växternas transpiration och därav följande vattenupptagning är låg.

Vid undersökningar av grundvattennivån i en pildunge i Utah, registrerade White (1932) stora variationer - nära 10 cm - under en starkt tillväxtperiod medan de var mycket små efter stark frost, se figur 3.4. White föreslog en ekvation för beräkning av evapotranspirationen med utgångspunkt från sådana nivåregistreringar. Den grundvattenmängd som bortföres under en 24-timmarsperiod genom evapotranspiration är

$$E = S_y \ (24\ r \pm s) \qquad (3\text{-}1)$$

där E = evapotranspirationen (m/dygn)
S_y = jordens vattenavgivningstal (vol%)
r = grundvattentillrinning per timme (m/t)
s = nettoavsänkning eller - stigning hos grundvattenytan per dygn (m)

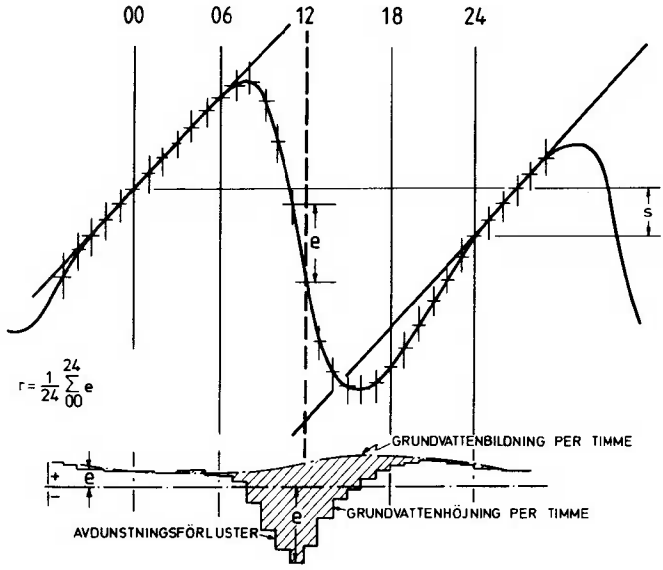




Figur 3.4 Grundvattennivå påverkad av evapotranspiration
a) under vegetationsperioden
b) efter stark frost (White, 1932).

Groundwater fluctuations a) during summer b) during frost.

Faktorerna r och s illustreras i figur 3.5. r-värdet, som bör representera den genomsnittliga grundvattentillrinningen per timme, bör baseras på vattennivåförhöjningen mellan kl 00 och kl 04. Meyboom (1966) ansåg att S_y bör vara det "lättillgängliga vattnet". Han uppskattade detta till 50% av det sanna vattenavgivningstalet.



Figur 3.5 Grundvattennivå påverkad av evapotranspiration under en dag. (Troxell, 1936).

Water table fluctuation related to evapotranspiration during one day.

3.5 Grundvattennivåförändringar beroende av lufttrycksförändringar

Förändringar i lufttrycket påverkar vattennivån i ett observationsrör eller en brunn. Denna påverkan benämnes barometereffekt (BE) och definieras som kvoten av vattennivåförändringen och lufttrycksförändringen

$$BE = |\Delta h/\Delta h_a| \qquad (3\text{-}2)$$

där BE = barometereffekten

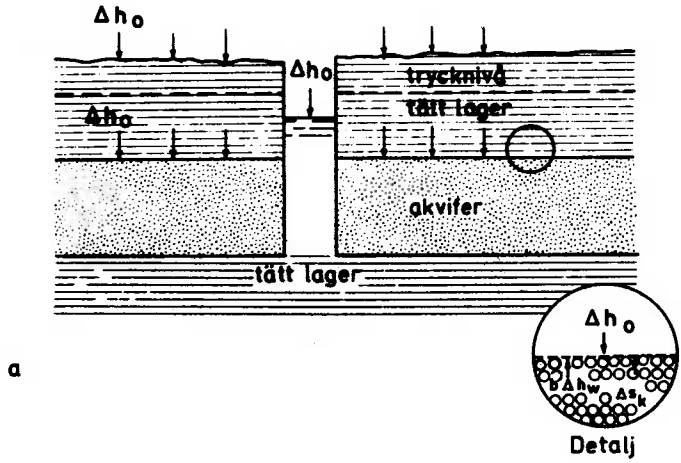
Δh_a = lufttrycksförändringen (m vp)

Δh = vattennivåförändring på grund av lufttrycksförändringen h_a (m)

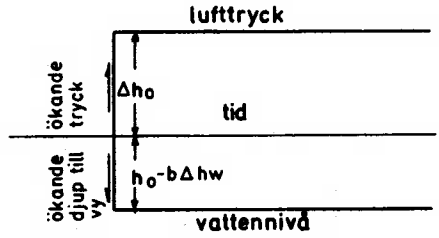
Detaljförloppet i akviferen vid lufttrycksförändringar är olika för olika akvifertyper.

3.5.1 Sluten akvifer (icke läckande)

Barometereffekten för en icke läckande sluten akvifer beror av akviferens kompressiblitet och med vilken "effektivitet" lastökningen på markytan överförs till gränsytan mellan akviferen och det tätande lagret.



a



b

Figur 3.6 Effekten av en lufttrycksförändring på vattennivån i en brunn i sluten akvifer (Weeks, 1979).

Effect of a barometric pressure change on the water table in a well in a confined aquifer. a) Idealized cross section b) Idealized barograph and hydrograph showing water level response with time.

Enligt Jacob (1940) fortplantas lufttrycksförändringarna oförändrade till gränsytan och han härledde följande samband:

$$BE = 1 - \frac{E_v/nE_s}{1 + \frac{bE_v}{nE_s}} \qquad n \leq b \leq 1 \qquad (3\text{-}3)$$

där E_v = vattnets elasticitetsmodul
E_s = kornskelettets elasticitetsmodul
n = porositeten
b = den del av gränsytans undersida som ej "blockeras" av kornskelettet

Med $\alpha = 1/E_s$ och $\beta = 1/E_v$ erhålles

$$BE = 1 - \frac{\alpha/n\beta}{1 + (b\alpha/n\beta)} \qquad n \leq b \leq 1 \qquad (3\text{-}4)$$

För icke lithifierat material såsom sand och grus är b=1, vilket medför

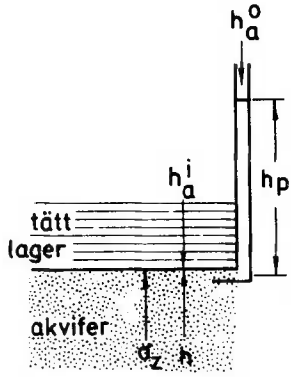
$$BE = 1/(1+(\alpha/n\beta) \qquad (3\text{-}5)$$

Enligt McWorter & Sunada (1977) fortplantas lufttrycksförändringarna icke oförändrade till akviferens övre gränsyta. De antar att det tätande lagret har någon styvhet (f), som ger en valvverkan över akviferen, se figur 3.7. Styvheten f definieras av sambandet

$$dh_a^i = f\, dh_a^o \qquad 0 \leq f \leq 1 \qquad (3\text{-}6)$$

där dh_a^i = förändringar i trycket på akviferens gränsyta
dh_a^o = förändringar i lufttrycket

Faktorn f är nära 1 när ringa valvverkan finnes. Så är fallet när t ex lera utgör tätande lager och lufttrycksförändringarna fortplantas nästan oförändrade till akviferen. f är nära noll då valvverkan är stor, som t ex då mäktiga styva lager utgör tätande lager och lufttrycksförändringarna ej fortplantas till akviferen.



Figur 3.7 Spänningsbalansen i gränsytan mellan akvifer och tätande lager (McWorter & Sunada, 1977)

Stress balance on the interface between the aquifer and confining layer.

Tabell 3.2. Barometereffektens storlek för två svenska slutna akviferer beräknad med
a) Jacobs metod (formel 3-4) och
b) McWorter & Sunadas metod (formel 3-6) (Haag & Ranch, 1981)

Size of barometric effect for two Swedish confined aquifers calculated with
a) Jacob's method (eq. 3-4) and
b) McWorter & Sunada's method (eq. 3-6).

Akvifer-material	b (-)	f (-)	β (m^2/N)	n (-)	α (m^2/N)	BE (%)
a) enligt Jacob						
Sand	1	-	$5\ 10^{-10}$	0.3	10^{-8}	1.5
Sandsten	≅0.8	-	$5\ 10^{-10}$	0.1	$2\ 10^{-11}$	70
b) enligt McWorter & Sunada						
Sand	-	0.95	$5\ 10^{-10}$	0.3	10^{-8}	6
Sandsten	-	0.7	$5\ 10^{-10}$	0.1	$2\ 10^{-11}$	80

Med denna teori erhålles

$$BE = |f - 1 - f(\beta/(\alpha/n + \beta))| \qquad 0 \leq f \leq 1 \qquad (3\text{-}7)$$

Med f=1, när hela lufttrycksförändringen fortplantas till akviferen, erhålles

$$BE = 1/(1 + (\alpha/n\beta)) \qquad (3\text{-}8)$$

vilket är detsama som Jacobs uttryck i ekv.(3-5).

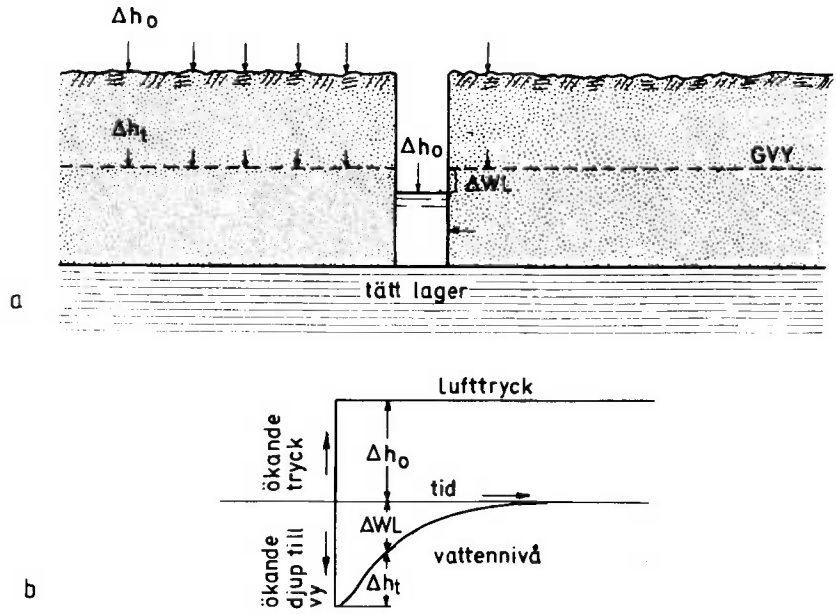
Haag & Ranch (1981) har använt dessa formler för att beräkna barometereffekten för två svenska slutna akviferer:
1) sand överlagrad av 20 m lera
2) sandsten överlagrad av 20 m lerskiffer, se tabell 3.2.
Koefficienterna f, b och α har valts med hänsyn till aktuella förhållanden.

3.5.2 Öppen akvifer

I öppna akviferer påverkas brunnarnas vattennivå av ändringar i lufttrycket. Detta beror på att luft måste passera in i eller ut ur den överliggande omättade zonen för att överföra tryckändringarna till grundvattenytan. Dessa luftförflyttningar fördröjs av begränsningar hos den omättade zonens hydrauliska konduktivitet och förmåga att lagra eller avge gaser när trycket ändras. Detta medför att tryckförändringar i porluften vid grundvattenytan är fördröjda i förhållande till tryckförändringarna vid markytan. I en brunn överförs trycket genast till vattenytan, varför det kommer att råda obalans i tryckförhållandena i och utanför brunnen. Denna tryckdifferens orsakar fluktuationer i brunnen, se figur 3.8. Weeks (1979) har härlett ett samband för dessa nivåförändringar indirekt genom ett uttryck för porluftflödet i omättad zon. I förenklat skick sammanfaller detta med Buckinghams ekvation för gasflöde i omättad zon:

$$\alpha \cdot (\partial^2 h/\partial z^2) = \partial h/\partial t \qquad (3\text{-}9)$$

där α = effektiv pneumatisk diffusivitet (m^2/s)
h = pneumatisk potential (m)
z = koordinat, 0 i markytan, positiv nedåt (m)
t = tid (s)



Figur 3.8 Effekten av en lufttrycksförändring på vattennivån i en brunn i öppen akvifer (Weeks, 1979).

Effect of a change in barometric pressure on the water level in a well tapping an unconfined aquifer. a) Idealized cross section. b) Idealized barograph and hydrograph.

I allmänhet är

$$h = f(t) \text{ vid } z = 0$$
$$\partial h/\partial z = 0 \text{ vid } z = l$$

där l är grundvattenytans nivå. Detta innebär, att ingen porluft skulle föras in eller ut ur grundvattnet, men egentligen är den undre gränsen för porluftflödet den kapillära zonens övre yta (Weeks, 1979). Den kapillära zonens mäktighet har sålunda betydelse för öppna akviferer med tunn omättad zon.

Om man skall använda ekvation (3-9) för att förutsäga lufttryckets påverkan på grundvattennivån, måste först den pneumatiska diffusiviteten, α, bestämmas. Till detta erfordras detaljerade kontinuerliga registreringar av lufttryck och grundvattennivå. Weeks (1979) redovisar analys med en stegvis metod och en amplitudkvotsmetod för två akviferer med ca 39 m omättad zon. Han erhöll därvid $\alpha=0.059$ m^2/s för sediment av tertiär ålder.

Peck (1960) analyserade grundvattennivåförändringar av lufttrycksförändringar i en akvifer med den omättade zonen mindre än 9 m mäktig. Han grundade sitt resonemang på att förändringar i lufttrycket fortplantas oförändrade genom den omättade zonen ned till grundvattenytan. Detta innebär att tryckförändringarna vid grundvattenytan och i observationsröret (brunnen) är lika stora som i atmosfären. Härvid borde nivåförändringarna bli lika stora utanför som i brunnen. Det är dock vanligt att det finns luftbubblor i vattnet, både ovan och under grundvattenytan, luft som blivit innesluten vid stigande grundvattennivå. Turk (1975) uppmätte dygnsfluktuationer på upp till 6 cm i grund, öppen akvifer av finkornigt material.

Grundvattenytans läge ändras med lufttrycket av följande orsaker (Norum och Luthin, 1968):

- inneslutna luftbubblor sammantrycks eller utvidgas
- innesluten luft går i lösning eller lämnar lösningen
- ändringar i atmosfärstrycket, den inneslutna luftens volym förändras och medför att en flödesgradient uppstår.

3.5.3 Läckande sluten akvifer

I den läckande slutna akviferen är det övre tätande lagret i viss mån genomsläppligt. I Danmark observerade man att den direkta proportionaliteten mellan lufttrycksförändring och grundvattentrycksförändring hade begränsad giltighet (Sörensen & Kaergaard, 1977). Man fann vid enkel analys av

variationerna i grundvattentrycknivån att processen hade någon form av minne - ett beroende av det förflutna. Genom teoretisk analys av flödet genom det tätande lagret utvecklade man ett uttryck för vattennivåns beroende av lufttrycksförändringar, akviferens och det tätande lagrets geometri och egenskaper.

3.6 Inverkan av luftinneslutning vid grundvattennivåstigning

Vid häftiga långvariga regn har man vid enstaka tillfällen observerat onormalt stor vattennivåhöjning i grunda öppna akviferer. Man har upptäckt att sådana fluktuationer beror på att luft instängs i den omättade zonen, s k Lisse-effekt (Meyboom, 1966, de Zanger, 1981).

Om regnet är tillräckligt intensivt uppträder en inverterad mättnadszon i markytan och den nedträngande vätningsfronten fångar in luft mellan denna och grundvattenytan. Lufttrycket i denna zon byggs upp till värden som är mycket större än atmosfärstrycket och den inneslutna luften leder till en stigning av vattennivån i observationsröret, som är öppet mot atmosfären. Denna typ av grundvattennivåstigning har ingen motsvarighet i grundvattenpåfyllning, men eftersom den är knuten till regntillfällen, är det lätt att misstänka att så är fallet. Kvoten mellan vattennivåstigning och nederbördsmängd är de mest påtagliga faktorerna. Meyboom (1966) anger värde på 20:1. Den onormala stigningen försvinner inom några timmar, eller åtminstone några dagar, vilket beror på att den instängda luften läcker ut till atmosfären vid sidan om den vattenmättade ytzonen.

3.7 Grundvattennivåer och akviferegenskaper

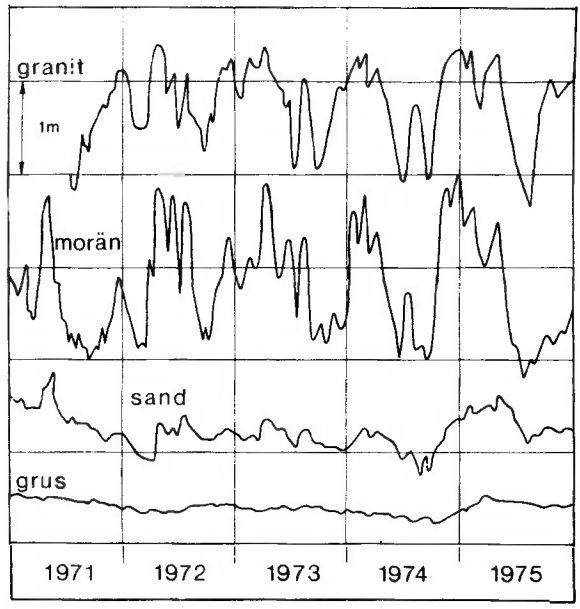
Grundvattennivåns variationer i en akvifer är en direkt återspegling av akviferens balans. En stigande grundvattennivå innebär att akviferens påfyllning är större än

avrinningen och vice versa. Akviferens effektiva porositet är beroende av porstorlek och porstorleksfördelning i akviferen. De vattenmolekyler som är svagast bundna till varandra eller till sandpartiklarna förflyttas först. Allteftersom den pådrivande kraften, den hydrauliska gradienten, ökar, kommer allt större del av porvolymens vatten att deltaga i cirkulationen.

Ju större den effektiva porositeten är, desto lättare kan vattnet transporteras vidare genom porsystemet. Detta innebär också att det åtgår mer vatten för att fylla upp porerna. Vid samma tillförsel av perkolerande vatten medför detta, att grundvattennivån i en öppen akvifer, med hög effektiv porositet varierar mindre än en med låg sådan. Den effektiva porositeten har i allmänhet mindre betydelse i den slutna akviferen eftersom det bara är vattentryck som skall fortplantas. Den registrerande grundvattentrycknivån i en sluten akvifer är starkt beroende av att brunnens geometriska utformning är utförd med hänsyn till akviferens egenskaper.

Ett exempel på variationsmönstrets utseende i olika material återges i figuren 3.9. Denna visar grundvattennivån under fem år i fyra brunnar och rör. I material med låg hydraulisk konduktivitet och magasinskoefficient, såsom granit och morän, är variationerna stora och ofta snabba. I sand, som har ganska hög hydraulisk konduktivitet, är variationerna små till måttligt stora.

I grusmaterial är variationerna mycket små. De angivna variationerna för sand och grus härrör troligen från öppna akviferer där förutom akvifermaterialet också den omättade zonens mäktighet verkar utjämnande på variationerna. Detta beror på att den effektiva porositeten är stor, men orsakas också av att den omättade zonen vanligen är mäktig och därmed verkar starkt utjämnande på variationerna hos det perkolerande vattnet.



Figur 3.9 Grundvattennivåns variationsmönster i akviferer med olika effektiv porositet. Exempel från Tärnsjö, Västmanlands län (Knutsson & Fagerlind, 1977, från Grundvattennätet, SGU, 1977).

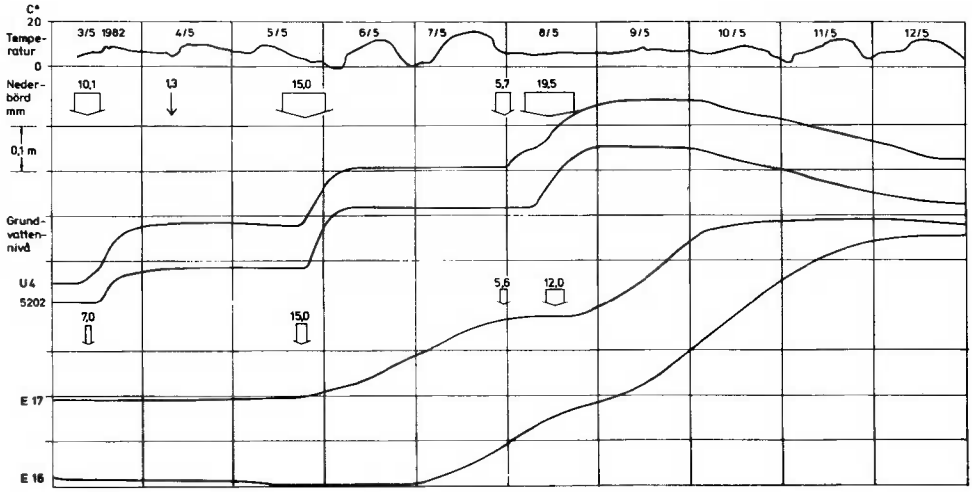
Variations in groundwater level in aquifers with different effective porosity. Example from Tärnsjö, Västmanland County. Granit = granite, morän = till, grus = glaciofluvial gravel.

Variationsbilden blir också olika i olika akviferer, främst beroende på om akviferen i fråga är öppen eller sluten. I den slutna akviferen återspeglar vattennivån i observationsrör och brunn det tryck som råder i akviferen på silens nivå. Tryckvariationer förmedlas snabbt genom akviferens vattenmassa och vattennivån i brunnen följer med så snabbt som akviferens och brunnens egenskaper tillåter. Hur snabba och stora tryckvariationerna blir är i sin tur beroende av de topografiska, klimatologiska och geologiska förhållandena i den slutna akviferens omgivning.

Ett exempel som belyser förhållandet i akviferer med olika egenskaper utgör förloppet i grundvattennivåstigningen i figur 3.10. Däri åskådliggörs förhållandena i två helt olika akviferer under ett antal dagar med flera regntill-

fällen. Två rör är belägna i små slutna akviferer i Sandsjöbacka och två rör i morän (drumliner) i Härskogen. De fyra regnen har regional utbredning. De tre nederbördsstationerna i Sandsjöbacka, Rossared och Öjared registrerade vid samtliga regntillfällen mycket lika värden. Tidsfördelningen i figuren gäller Hellman-mätaren i Sandsjöbacka, men observationerna på de två andra stationerna faller inom respektive observationsperioder (här angivet för Öjared). I figur 3.10 har det första regntillfället (ca 10 mm) ingen synbar inverkan på grundvattennivån i moränen (rör E16, E17) medan den i Sandsjöbackarören U4 och 5202 stiger tämligen snart och snabbt. Det andra regntillfället (ca 15 mm) ger också mycket snabbt utslag i U4 och 5202. I rör E17 börjar grundvattenytan stiga sakta direkt efter regnet och i E16 ett dygn senare. Vid det tredje och fjärde regntillfället reagerar rören E16 och E17 något snabbare än vid föregående tillfälle. Detta tyder på att, i den omättade zonen i moränen underskottet i markvattenhalt blev helt utjämnat (fältkapaciteten uppnådd) av det första regnet vid rör E17, men bara delvis vid E16. Vid det andra regntillfället transporterades det infiltrerande vattnet snabbt till den mättade zonen invid rör E17 medan markvattenhalten ännu ej var tillräckligt förhöjd invid E16. En viss eftersläpning synes dessutom råda för rör E16. Båda rören E16 och E17 är drivna i drumlinens krön genom ca 2.5 m omättad zon. Den totala grundvattennivåförhöjningen blev (händelsevis?) ungefär densamma men med den skillnaden att den inträffade ett par dygn senare i rören i morän.

Detta förhållande är av kostnadsskäl inte närmare undersökt. Om det är vanligt förekommande att grundvattennivån i moränen i Härskogsområdet blott är fasförskjuten med ett par-tre dygn i förhållande till de slutna akvifererna i Sandsjöbackaområdet (och förmodligen också Harestadsområdets) innebär det att det oftast inte är någon nämnvärd skillnad i resultatet från intermittenta mätningar med det vanliga mätintervallet ca 15 dygn.



Figur 3.10 Grundvattenytans nivåförändring vid regn med regional utbredning i två helt skilda akvifertyper; sand under lera vid U4 och 5202 samt morän vid E16 och E17. Rören i Sandsjöbackaområdet resp Härskogenområdet. Temperatur och lufttryck i Sandsjöbacka, nederbörd i Sandsjöbacka resp Öjared.

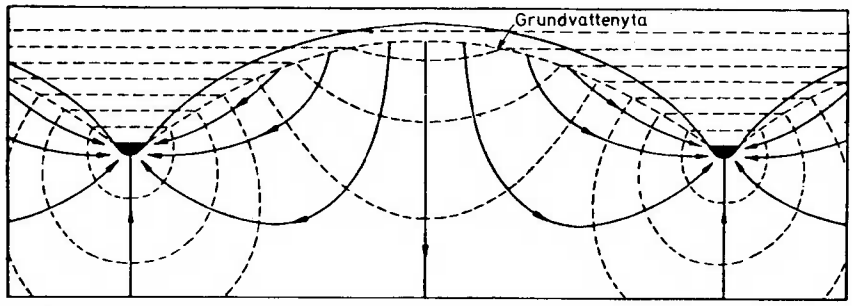
Water level recharge in two different aquifers (about 40 km apart) during 4 regional rainfalls. Two wells in confined aquifers in Sandsjöbacka (U4 and 5202) and two wells in till in the Härskogen area (E16 and E17).

3.8 Grundvattennivåns terrängberoende

3.8.1 Grundvattenytans läge i förhållande till markytan

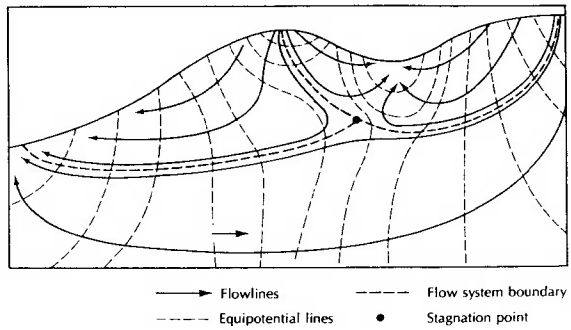
Grundvattenytan följer i grova drag markytan. Den schematiska bilden i figur 3.11 visar hur grundvattenytan är högst i höga terrängpartier mellan vattendragen och lägst invid desamma.

Normalt utgör höglägen i terrängen infiltrationsområden och låglägena utströmningsområden. Detta innebär, att grundvattenströmmen har en vertikalt nedåtriktad komponent i infiltrationsområdet medan den är uppåtriktad i utströmningsområdet. Grundvattnets strömningsbild i kuperad terräng är ganska komplicerad och flera författare har pre-



Figur 3.11 Schematisk bild av grundvattenytans läge i terrängen, tvärsnitt mellan två vattendrag. Hubbert, 1940.

Approximate groundwater flow pattern in a ridge of uniformly permeable material between two valleys.



Figur 3.12 Flödeslinjer och ekvipotentiallinjer invid en stagnationspunkt, vilken utbildas i knutpunkten för tre flödessystem. → flödeslinjer, --- ekvipotentiallinjer, - - - flödessystemens gränser, · stagnationspunkt. (Fetter, 1980).

The potential field and flow lines in the vicinity of a stagnation point which will develop at the intersection of three flow systems.

senterat tvärsektioner med exempel på strömningsmönster. Gemensamt för de flesta av dessa är, att nära markytan är strömbanornas längd kort för att bli allt längre ju djupare man går i sektionen. Exempel på flödesförhållandet i tvärsektion i figur 3.12.

Grundvattnets strömbild är som synes tämligen komplicerad i kuperad terräng med homogen geologi. Om det i jord- och

berggrund dessutom förekommer oregelbundenheter, vilket i praktiken alltid är fallet, blir strömbilden än mer komplicerad. Regionala strömbilden för sådana anisotropa formationer har publicerats bl a av Freeze & Witherspoon (1967).

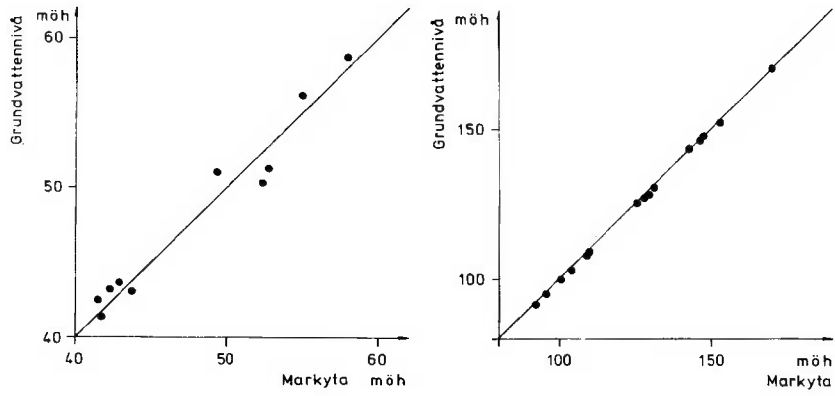
Mycket arbete har utförts för att utröna grundvattennivåns utseende invid dräneringsledningar och i sluttningar, se t ex Luthin (1957), Tóth (1962, 1963), Kirkby (1978), Hillel & Hornberger (1979). Man har härvid arbetat med öppna akviferer vilket faller sig helt naturligt.

För en homogen sluttning med fri grundvattenyta (och tät undre begränsning) har Schmid & Luthin (1964) härlett ett uttryck för grundvattenytans högsta nivå mellan två horisontella diken. Med samma utgångspunkt och -formler har Eriksson (1977) härlett ett uttryck för läget av källhorisonten i en moränsluttning. Härvid når grundvattenytan markytan på ett avstånd från vattendelaren som är direkt proportionellt mot moränlagrets mäktighet och omvänt proportionellt mot perkolationshastigheten i den omättade zonen. Warrick & Lomen (1974) utformade en matematisk lösning för en dalsida (öppen akvifer) vari en krökt grundvattenyta hålles i jämvikt av perkolerande vatten. Deras lösning förutsatte ej ett tätt sluttande underlag.

Motsvarande utredningar för grundvattentrycknivåns läge i sluttning med sluten akvifer har inte påträffats i litteraturen. En viss bearbetning i denna riktning finns i ansatsen till de uttryck som Werner & Sundquist (1951) härlett för grundvattenavrinningen från stora akviferar i Thailand.

Nilsson (1973) anger för Verkaområdet att "grundvattentryckytan ligger i allmänhet vid eller strax under markytan". Han åskådliggör detta med ett nivå-nivådiagram där de olika observationsrörens vatten- och marknivå faller nära utmed den ideala diagonalen. 98% av 175 brunnar hade en grundvattenyta som låg mindre än 5 m under markytan

(Nilsson, 1969). Motsvarande data för Sandsjöbacka och Härskogenområdenas observationsrör illustreras i figur 3.13.



Figur 3.13 Sambandet mellan marknivå och grundvattennivå i a) Sandsjöbackaområdet (slutna akviferer) och b) Härskogenområdet (öppna akviferer). Data från november 1982.

Relation between ground surface levels and groundwater levels during November 1982 in the areas of a) Sandsjöbacka and b) Härskogen.

Av ovanstående framgår att grundvattenytan i allmänhet lutar mest i terrängens brantaste delar. I en dalgång är således grundvattenytan flack i dalbotten och brantare i dalsidorna. Vid lika markbeskaffenhet är dessutom infiltrationsmöjligheterna större i en sluttning än i flack mark.

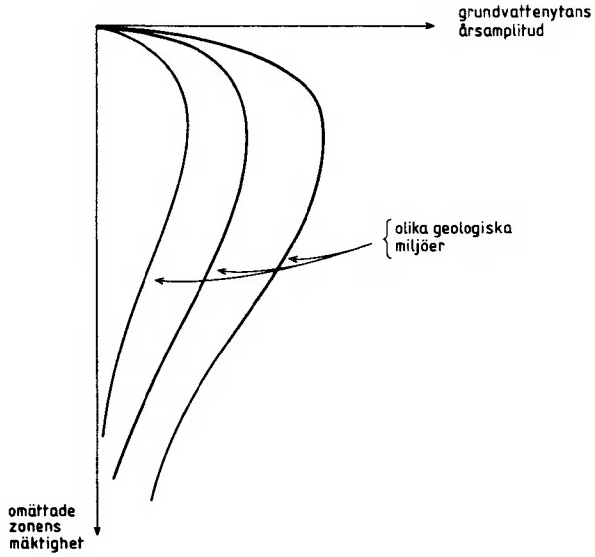
3.8.2 Grundvattennivåns variationsbredd

De största grundvattennivåfluktuationerna förekommer i avrinningsområdets högsta delar och de minsta nära avrinningsområdets mynning (Rasmussen & Andreasen, 1959). Därför måste de brunnar som ligger längst från vattendraget och är högst belägna i avrinningsområdet grävas djupast.

Tóth (1962) angav att grundvattenytans variationsbredd bör vara mindre i utflödesområden än i inströmningsområden på

grund av vattendragens reglerande inverkan på dräneringen. Enligt Jackson et al (1973) bestäms grundvattenytans högsta nivå av "groundwater evapotranspiration" och grundvattnets basflöde till närliggande vattendrag. De faktorer som styr grundvattenytans högsta läge får mindre inverkan ju mer grundvattenytan sänks under markytan.

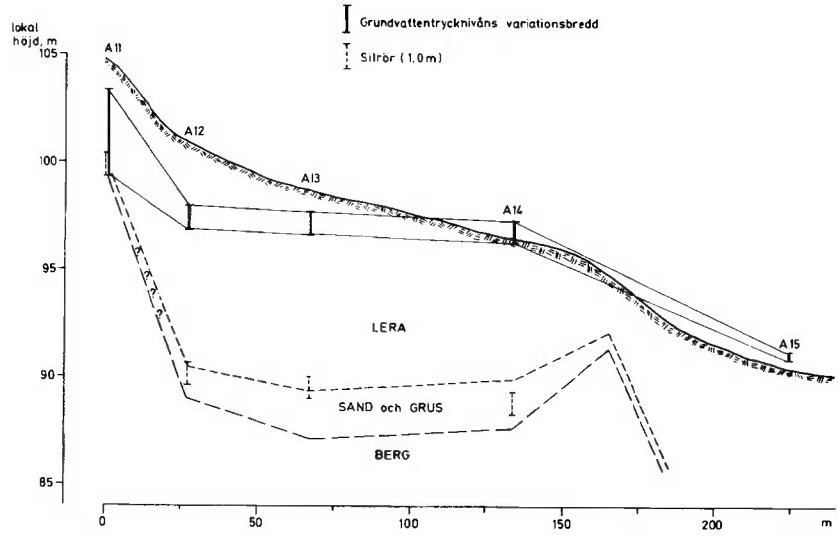
Kovalevsky (enligt Johnson, 1981) har funnit att grundvattennivåns "amplitud" (variationsbredden) varierar på ett generellt sätt i förhållande till grundvattenytans djup under markytan. Kovalevsky torde avse öppna akviferers grundvattenyta. Ju djupare grundvattenytan ligger under markytan desto mindre variationsbredd, något olika dock beroende på den geologiska miljön. Enligt Réthâti (1983) har Ubell presenterat liknande resultat (1959) från undersökningar i Ungern. Johnsson (1981) har provat detta för 39 svenska observationspunkter i Grundvattennätets områden. Resultaten stöder endast delar av Kovalevskys modell; detta torde främst tillskrivas skillnaden i klimat och topografi.



Figur 3.14 Förhållandet mellan grundvattenytans variationsbredd och dess djup under markytan (Kovalevsky enligt Johnsson (1981)).

Relationship between water-level range and its depth below ground surface.

För att exemplifiera hur grundvattennivån kan variera i olika delar av en sluttning har kontinuerliga registreringar utförts i fem observationsrör i en sluttning i Alafors, Lindome, se figur 3.15.

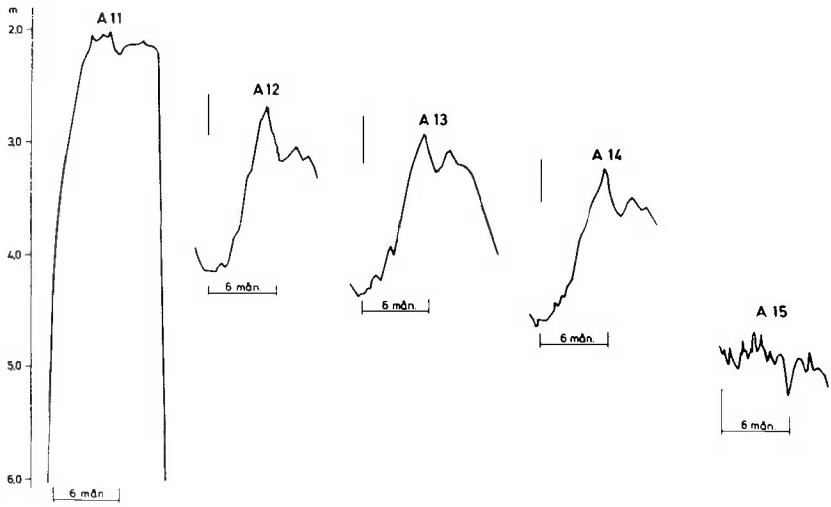


Figur 3.15 Grundvattentrycknivåns variationsbredd i olika delar av en sluttning med sluten akvifer, Alafors, Lindome.

Range of water levels in wells along a slope (confined aquifer).

Det framgår av denna figur att grundvattentrycknivåns variationsbredd är mycket större i sluttningens övre delar än i de nedre. Observationsperioden är ca 10 månader med början i augusti 1982. Observationsröret A11 står i sluttningens övre del nära lertäckets yttre övre gräns. Tillförseln av grundvatten i detta avsnitt sker från sluttningens övre delar där jordlagret är mycket tunt eller helt saknas. Av figur 3.16 framgår att detta rör är tomt sommartid med snabb stigning under eftersommarens regnperiod. De tre mellersta rören A12, A13 och A14, har ungefär lika variationsbild med viss nivåförskjutning och minskning av variationsbredden längs sluttningen. Enstaka nivå-

variationer som kunnat urskiljas både i A11 och A12 pekar på att fördröjningen mellan rör A11 och A12 är 7 à 16 timmar. Mellan A12, A13 och A14 har någon tidsdifferens ej kunnat urskiljas med den utnyttjade utrustningen. Detta tyder på att det lager friktionsmaterial under leran vari rörsilarna står är ganska grovt och lättpermeabelt. Nordgren & Petersson (1983) anger hydrauliska konduktiviteten till i medeltal 10^{-4} m/s för detta material beräknat med Fair & Hatch formel.



Figur 3.16 Variationsbilden för grundvattentrycknivån i en sluttning, Alafors, (figur 3.15).

Water level variations in the wells in figure 3.15 during 10 months.

En jämförelse mellan nivåbilderna för rör A12 och A15 ger en tidsdifferens på 8-16 timmar. Grundvattentrycknivån i rör A15 har ganska liten variationsbredd, men stiger och faller ganska snabbt.

Variationsbilderna från Alafors stöder uppgiften om att grundvattennivån varierar mera i sluttningens övre delar än i de nedre.

4. UNDERSÖKNINGSMETODER I FÄLT SAMT KONTROLL AV MÄTDATA

För detta projekt startade fältmätningarna i och med upprättandet av de tre områdena i Göteborgs grundvattenkors 1970-71, se figur 10.8. Grundvattennivåer var det enda som var av intresse i början och mätintervallet anpassades helt till de ekonomiska ramarna. Några observationsrör har tillkommit under fältkurser i hydrogeologi i Sandsjöbackaområdet. Under en tidsperiod har en klimatstation varit placerad i Långås, Sandsjöbacka. Denna station utrustades för att kunna ge information enligt minimiprogrammet för fältforskningsområden, FFO, (Carlsson, 1980).

4.1 Nederbörd

I Sandsjöbackaområdet har nederbörd uppmätts i Långås dels med nederbördsmätare av SMHI-typ (daglig tömning) och dels med registrerande nederbördsmätare (typ Hellman, se Arnell, 1973). Den registrerande nederbördsmätaren har haft en pappersframdrift om 10 mm/tim och tömning av behållaren per 10 mm nederbörd. Byte av registreringspapper och tömning av uppsamlingskärl har utförts en gång per månad.

4.2 Temperatur, lufttryck, vind

I Långås, Sandsjöbackaområdet, stationerades en meteorologisk bur innehållande termometrar (normal, max, min), hårhygrometer (Lambrecht 201) och en meteorograf. Den senare har registrerat temperatur och lufttrycksförändringar. Termometrar och hygrometrar har avlästs enligt SMHI:s regler för klimatstationer, vilket innebär att temperaturen avlästs kl 07 och 19 och hygrometern kl 07, 13 och 19. Den registrerande meteorografen (Lambrecht meteorograf 253) har använts för temperatur och lufttryck. Temperaturregistreringen har tidmärkts vid avläsningen av normaltermometern. Lufttrycksregistreringen har blott kalibrerats en gång och använts främst för att registrera relativa förändringar i lufttrycket.

Invid den meteorologiska buren monterades en vindvägmätare (Lambrecht 1440) som avlästs varje morgon kl 07.

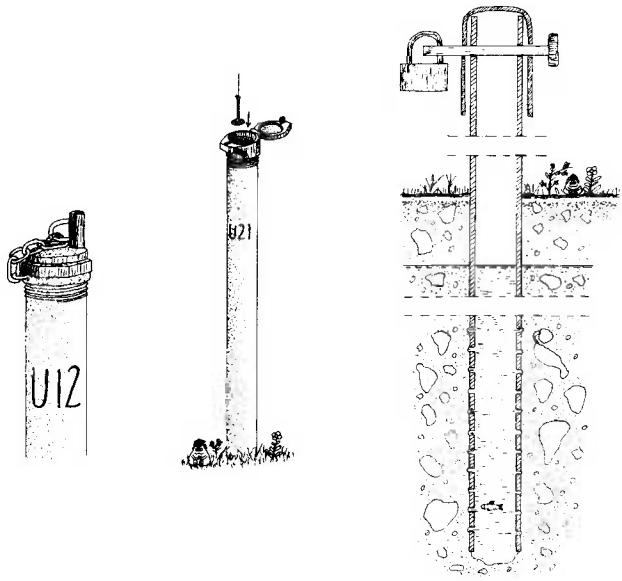
4.3 Grundvatten

4.3.1 Observationsrör

Observationsställen för grundvattennivån resp grundvattentrycknivå kan utgöras av brunnar, rör eller portrycksmätare. Nivåregistreringar kan ske genom manuell mätning, skrivare med flöte eller tryckgivare.

För undersökningsborrning i samband med grundvattenundersökningar av olika slag användes i Sverige normalt stålrör med diametern 50 mm. Rören hanteras vanligen i längder om 1.5 m eller 3.0 m. Nedre delen utföres som en sil, dvs röret perforeras på nedersta metern med hål Ø 3-6 mm. Rörmynningen kan ha olika utförande: helt öppet, slutet med fast spets, slutet med lös spets eller med kryss-spets. De spetsförsedda rören ger mindre materialintrång vid drivningen genom lera, men är å andra sidan i många fall sämre för drivning i steniga jordar än det öppna röret, eftersom det öppna röret medger underspolning. Drivanordning utgörs av fallhejare (70 kg) eller tryckklufthejare (Richert, 1911, Nilsson, 1969, Knutsson & Morfeldt, 1978, Gustafsson, 1978, Andersson, 1980).

I akviferer med liten hydraulisk konduktivitet kan inte nivåförändringar hos grundvattenytan utanför röret registreras omedelbart i röret, eftersom vatten inte snabbt nog kan strömma till. Denna tidsfördröjning (time-lag) är olika i olika rör beroende av rörets diameter, silens längd, kvoten av horisontell och vertikal hydraulisk konduktivtet samt, av störst betydelse, den horisontella hydrauliska konduktivteten. Hvorslev (1951) har angivit olika samband för olika utformning av brunnssilar, rörmynningar samt för rörmynningens läge i förhållande till tätande lager.



Figur 4.1 Utformning av olika delar av normalt utfört undersökningsrör Ø 50 mm (teckning av Olov Holmstrand).

Observation well Ø 50 mm.

Detta innebär i sin tur att "sann" grundvattennivå enbart kan registreras då vattennivån vänder i röret. För att minska tidsfördröjningen i registreringarna måste man i första hand minska rörets diameter ovanför silen. Lissey (1967) minskade diametern hos observationsrör från 2" till 1/4" genom att montera en plastslang i en manschett. Härigenom minskade således diametern 8 ggr och därmed tvärsnittsytan 64 ggr. I en formation med hydrauliska konduktiviteten ca 6 x 10^{-8} m/s minskade tidsfördröjningen från 890 dygn till 14 dygn, vilket ger nästan exakt 1/64, vid mätning med denna anordning.

Rören i Göteborgs grundvattenkors är utförda av galvaniserade järnrör Ø 50 mm med lös spets av trä. De galvaniserade järnrören valdes eftersom målsättningen vid rördrivningen var att upprätta ett observationsnät med lång livs-

längd. Några anordningar för att minska tidsfördröjningen har ej utförts, eftersom målet har varit att ha samma förhållanden som i nu gängse undersökningar.

En fördel med att ha så grova rör som 50 mm är att det är lätt att rensa röret, det finns plats för slugtest med sänklod och man kan lätt pumpa vatten ur röret för eventuell provtagning.

I Sandsjöbackaområdet drevs rören sommaren 1970, i Härskogenområdet hösten 1970 och i Harestadsområdet våren 1971. Dessa områden utvaldes med hänsyn till geografisk belägenhet, geologi samt frihet från urbanisering. Rörplaceringarna styrdes hårt av möjligheten av att nå rören med bil i akt och mening att förbilliga mätarbetet.

4.3.2 Manuella mätningar

Grundvattennivån i observationsrör mäts vanligen manuellt med måttband med däri hängande vikt. Två typer är vanliga, klucklod och ljuslod. Klucklodet består av en vikt vars nedre ända är skålformig så att man erhåller ett förstärkt ljud då vikten träffar vattenytan. Ljuslodet har en elektrisk ledare som kortslutes då lodet är i vatten, varvid en lampa tänds (inmonterad i måttbandsrullens handtag).

I denna undersökning har klucklod använts vid de normala avläsningar som utförts inom Grundvattennätet och av författaren. Vid testning av observationsrören, har ljuslod (modell Rima) använts.

Mätfel vid mätning med klucklod: Mätfelet vid mätning med klucklod är ca $\pm$ 5 mm. Detta beror på att man måste låta lodet slå mot vattenytan för att uppnå tillräcklig ljudnivå och härvid når ofta lodet i sitt nedre läge något under vattenytan. Avståndet till vattenytan spelar också roll. Vid större djup är det svårt också att få måttbandet att gå fritt från rörväggen. Ofta är inte observationsrören exakt vertikala, varför detta medför att måttband och klucklod fäster mot rörväggen och ger större fel än ovan angivna i rör med stort avstånd ned till grundvattenytan.

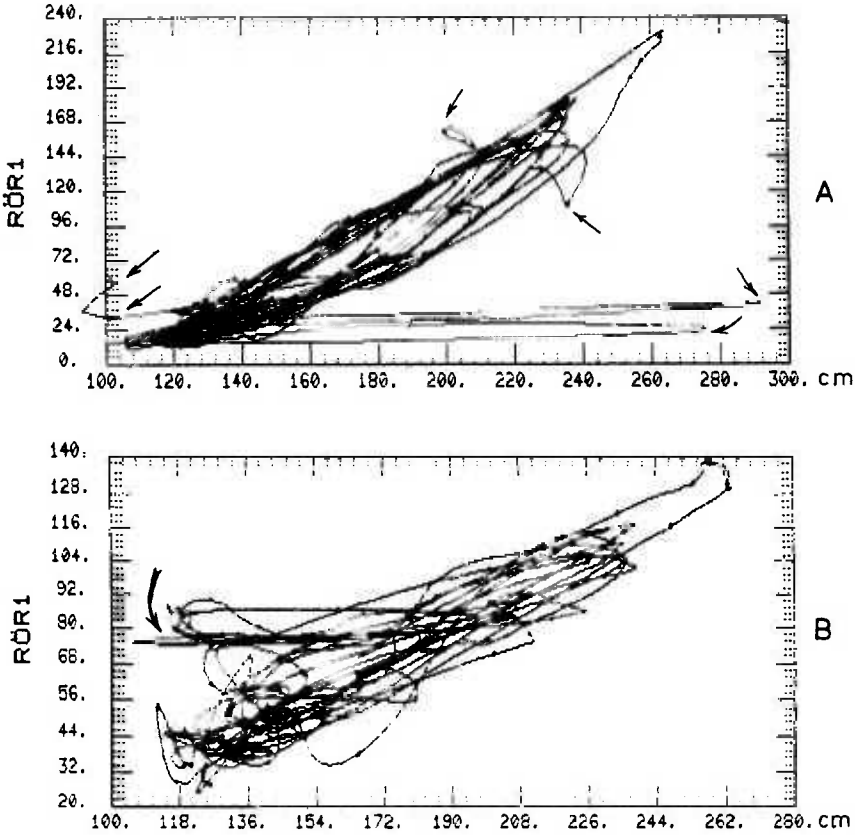
Metodfel vid mätning med ljuslod: Ljuslodet används främst då bättre noggrannhet önskas, vid tätare mätintervall eller då vattenytor på mycket stort djup skall uppmätas. Ljuslodet har större exakthet än klucklodet. Noggrannheten uppskattas till $\pm$ 1-2 mm, vid några meters djup. Vid större avstånd till vattenytan inverkar dessutom måttbandets töjning - detta fel är dock ej aktuellt i denna undersökning - och friktion mot rörväggen.

Avläsningsfel och skrivfel: Vid alla mätningar kan avläsningsfel och skrivfel uppträda. Vanliga är fel på hel meter, vilka dock ganska lätt kan upptäckas. Slumpmässiga fel av mindre storleksordning är det mycket svårt att identifiera.

Med hjälp av dator har de olika mätserierna från de tre områdena runt Göteborg plottats parvis med "löpande penna" i tidsföljd. Härvid har ett flertal mätvärden identifierats som osannolika och klassificerats som slumpmässiga fel (mätfel, skrivfel, stansfel). Exempel på identifiering av slumpmässigt fel visas i figur 4.2.

Vid genomgången av 12 års mätdata från Sandsjöbackaområdets 14 observationsrör har exempelvis 10 slumpmässiga fel identifierats. 2 sannolika fel i data från rör 5210 har ej med säkerhet kunnat fastställas.

Konstanta fel kan uppkomma av olika orsaker. Ett exempel är då referenspunktens nivå förändras. Detta kan uppkomma då t ex röret förlänges eller förkortas i något senare arbetsmoment. Härvid måste, om man ej använder absolut höjd, tidigare rådata omräknas till ny referenshöjd. I det fall grundvattentrycknivån ofta befinner sig nära rörets överkant vid mättillfällena kommer vattnet att rinna över förr eller senare. Med intermittenta mätningar märks inte detta förrän på ett ganska sent stadium - bräddning kan ha förekommit mellan mättillfällena. I en plottning i tidsföljd mot något annat rörs nivåer med löpande penna märks denna bräddningsnivå tydligt, se figur 4.2b. Ett annat



Figur 4.2 Identifiering av fel med hjälp av plottning i tidsföljd av samtidigt observerade djup till grundvattenytan i två observationsrör.

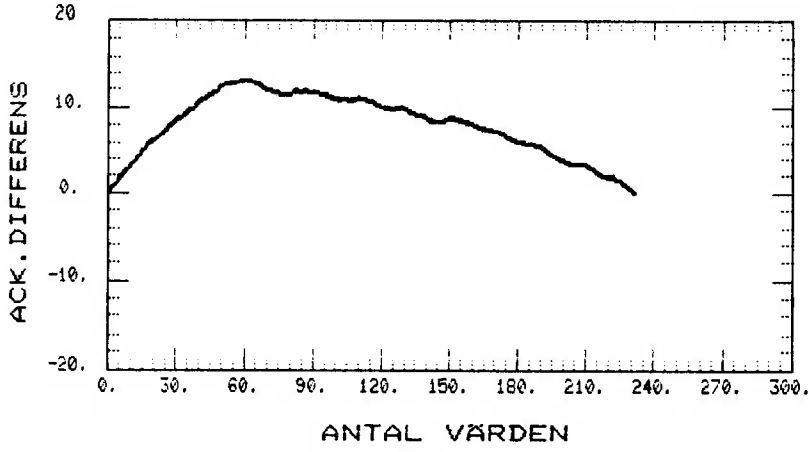
A) Slumpmässiga fel i mätningar i rören 5209 och 5210.
B) Bräddning har förekommit före förlängning av rör 5207 med 0.75 m.

Cross plot of successive water levels in two wells for identification of errors.

A) Random errors in observation wells 5209 and 5210.
B) Well 5207 flowing before the pipe was lengthened 0.75 m.

konstant fel kan uppkomma för de rör som drivits med "lös spets". Den lösa spetsen slås ut i rördrivningens slutskede efter det att röret dragits upp ca 0.2 m. Om röret ej låsts i detta övre läge kan senare arbeten t ex rensnings-

arbeten, åstadkomma att röret sjunker ner ett litet stycke. Sådana fel kan uppspåras med homogenitetstest om det finns mätdata från andra rör i närheten under aktuell tidsperiod (Ehlert, 1972). Med denna metod har två observationsrör befunnits ha förändrad referensnivå; 5301 (felet funnet av Sten Bergström, SMHI, och verifierat i fält av Urban Vikingsson, CTH) och 5409. I båda fallen har rörtoppen sjunkit i samband med SGU:s fältarbeten i april 1974. De båda felen har beräknats till ca 0.10 m resp ca 0.24 m. I det förra fallet har avvägning givit 0.095 m medan så exakt kontroll ej är möjlig för 5409 (detta rör var ej avvägt före 1974 och markytan av torv är ej angivbar med cm-precision).



Figur 4.3 Homogenitetstest av mätdata från 5409 och 5411 med Double-mass-metod. Felet ca 0.24 m vid mättillfälle nr 61, vilket är i mitten av april 1974.

Homogeneity test of data from wells 5409 and 5411 0.24 m discrepancy at N=61.

4.3.3 Kontinuerlig registrering av grundvattennivå

De kontinuerliga registreringarna av grundvattennivåfluktuationerna har utförts med en konventionell mekanisk skrivare av "SMHI-typ" (Nilsson, 1969). Skrivaren har för-

setts med ett excentriskt fäste, och monterats på observationsrör Ø 50 mm. Fästet är så utformat att linhjulet kommer centriskt ovanför observationsröret och är omslutet av en behållare som skyddar skrivarens undre delar och samtidigt tjänar som monteringsplatta för skrivaren. På vattenytan ett flöte utfört av PVC-rör Ø 40 mm, med massan ca 500-600 g och ca 500 mm långt. Som motvikt används en bly eller mässingsvikt med massan 250-300 g.

I vertikal led kan skrivaren registrera rörelser nerväxlade 5, 10 eller 20 ggr. I de här aktuella grundvattennivåmätningarna har den lägsta nerväxlingen, 5 ggr, genomgående använts.

Vid byte av diagrampapper har skrivaren lyfts av, flöte och motvikt lyfts upp och vattennivån i röret mätts för hand med klucklod.

Möjliga fel i registreringarna: Glapp i den mekaniska driften av trumman medför att tidsangivelserna kan bli fel. Med rätt justerat urverk och vridning av trumman vid igångsättning så att dreven "tar" direkt, ger avläsningar på trumman ett fel om ca $\pm$ 15 minuter. Större fel, $\pm$30 minuter är inte helt ovanliga.

I vertikal led leder friktion mellan rörvägg och flöte resp motvikt till att vattennivåförändringarna kan överföras ryckvis till pennan. Detta gäller främst för rör som ej är helt vertikala. Dessa trappsteg i den registrerade kurvan kan vara 1-2 mm, dvs motsvarar 5-10 mm vattennivåförändring. Detta innebär att maximi- och minimivärdena inte följs helt utan kan under- resp överskridas i registreringen med några mm. Några skrivare har dessutom ett märkbart glapp i vertikalled (ca 1 mm).

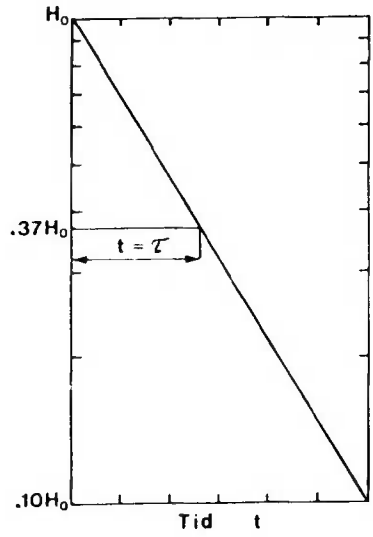
Vid extrema regntillfällen kan pennan gå i topp, varvid registreringen ej kommer att ske förrän vattennivån sjunker under motsvarande nivå igen. I något enstaka fall har det inträffat att nedre registreringsgränsen nåtts med motsvarande lucka i registreringarna.

När vattennivån skall uppmätas tas flötet upp och därmed sjunker vattenytan i röret. Denna sänkning kan beräknas utifrån de geometriska förutsättningarna. Med lika arbetsmoment och därtill åtgående tidsperiod har mätningen utförts ungefär lika i tiden efter flötets upptagande och därför har någon korrektion ej bedömts vara erforderlig. Vid diskrepans mellan "monteringsnivå" och "avtagningsnivå" har den senare bedömts som mest relevant. För de rör som ingår i Grundvattennätet har justerade nivåvärden inrapporterats.

Skrivare för kontinuerlig grundvattennivåregistrering har under olika tidsperioder varit monterade på sju rör i Sandsjöbackaområdet, tre rör i Sandvik, Kållered, sju rör i Alafors, Lindome, två rör i Hassungared, Lindome, samt två rör i Härskogenområdet. Två av serierna från Sandsjöbacka omfattar perioden april 1979 - december 1983. Den ena av dessa serier har avbrutits medan den andra fortsätter.

4.3.4 Time-lag

Vid tryckförändringar i akviferen tar det en tid innan denna är fullt utjämnad i observationsrören. Denna tidsförskjutning studerades av Hvorslev (1951) och han definierade time-lag som varande den tid det tar för vattennivån i observationsröret att återta 37% av den aktuella tryckförändringen. Time-lag kan lätt bestämmas genom att momentant höja/sänka grundvattennivån i observationsröret och sedan mäta utjämningsförloppet. En uppritning av sambandet tid/utjämning ger oftast en rät linje som i figur 4.4 och time-lag-värdet kan avläsas direkt ur diagrammet. Weyer & Horwood-Brown (1982) har senare presenterat datorprogram för beräkning av time-lag från fältmätningar.



Figur 4.4 Bestämning av time-lag τ. Efter Hvorslev (1951).

Definition of time-lag τ.

4.3.5 Slugtest

För test av funktionen av observationsrören har använts s k slugtest. Testet utförs genom momentan höjning eller sänkning av vattenytan i röret och mätning av nivåns återhämtningsförlopp. Mätningarna utvärderas sedan med hjälp av typkurvor som ger rörets "transmissivitet". Den beräknade transmissiviteten motsvarar jordlagrets närmast röret, i nivå med rörsilen. Detta parti är ofta något stört av rördrivning och rensning, varför den beräknade transmissiviteten ej kan anses gälla mer än i mycket grova drag för jordlagret ifråga. Metoden har beskrivits i olika varianter av ett flertal författare.

De tidiga analyserna utfördes enligt Cooper et al (1967) och Papadoupoulos et al (1973). De senare och flesta analyserna har utförts enligt Ramey et al (1975).

Erhållna värden för transmissiviteten med hjälp av slugtest redovisas i tabellerna för resp område.

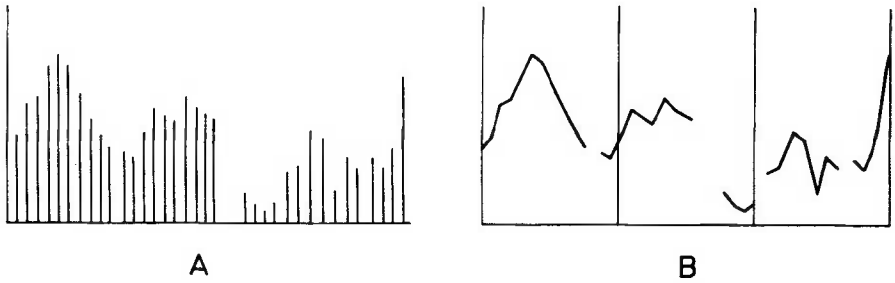
4.3.6 Provpumpning

För att bestämma jordlagrens transmissivitet och hydrauliska konduktivtet utföres provpumpning, främst s k korttids provpumpning. Metoden är beskriven i flertalet läroböcker, t ex Kruseman & DeRidder (1970). Provpumpning har företagits för analys av rören 5202 och U4 i Sandsjöbackaområdet.

5. REDOVISNING OCH BEARBETNING AV GRUNDVATTENNIVÅ-MÄTNINGAR

5.1 Redovisning av rådata, allmänna principer

I litteraturen redovisas grundvattennivåer på två sätt, se figur 5.1. Det ena är att man redovisar grundvattennivån som ett stapeldiagram, där varje mätning är en stapel. Det andra och mest förekommande tillvägagångssättet är att man prickar in de uppmätta värdena i ett diagram och därefter sammanbinder punkterna till en kontinuerlig kurva.



Figur 5.1 Redovisning av grundvattennivådata i form av a) stapeldiagram, b) kurva.

Groundwater levels represented by a) a bar chart b) a curve.

Stapeldiagram. I många utredningar har man i Sverige använt stapeldiagram för redovisningen av grundvattennivåer. En vertikal stapel ritas för varje datum då mätning utförts. Man har med detta markerat att man inte känner grundvattennivån mellan mättillfällena och också klart redovisat mätintervallen. Mätintervallen kan bli ganska olika i en längre mätserie och luckor kan förekomma. Luckor i mätmaterialet ger sig klart till känna som längre avstånd mellan staplarna. Med denna metod får man subjektivt ett ganska starkt intryck av variabelns variation. Nackdelen med denna redovisningsform är att den är tidskrävande - det blir många parallella linjer att rita.

Kontinuerligt diagram. Det kontinuerliga diagrammet föredras av många författare för redovisning av grundvatten-

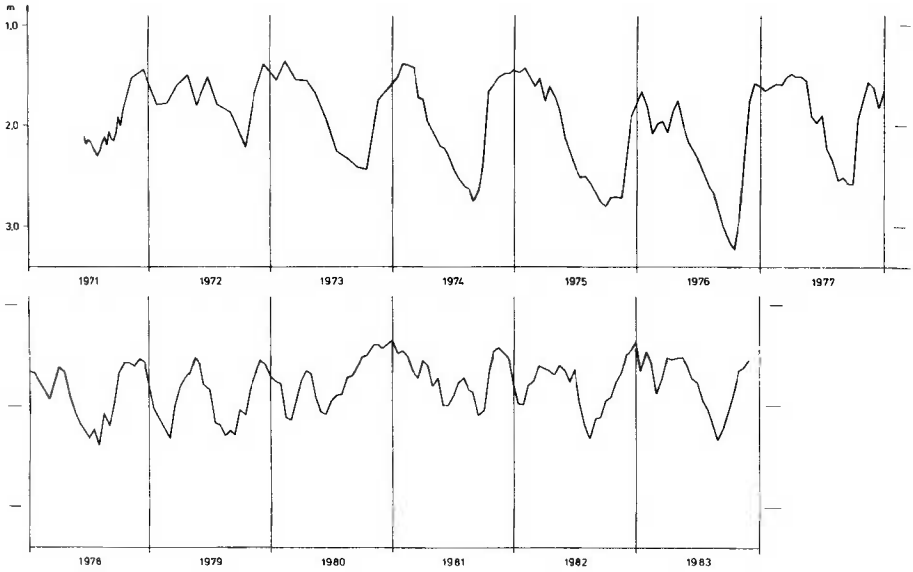
nivådata trots att de data som redovisas härrör från en punktskattning med kortare eller längre tidsmellanrum. I redovisningen framgår inte mätintervallet på annat sätt än som vinkeländringar i diagrammet, och eventuella luckor i mätningar kan helt försvinna (om man inte valt att bryta kurvan då mätdata saknas för ett eller flera mättillfällen). Fördelen med denna redovisningsform är att den är lättare att utföra både manuellt och i dator.

5.2 Bearbetning av mätdata från manuella mätningar

Den övervägande delen av insamlade rådata är intermittenta. Detta beror av att anläggningskostnaden för manuell mätning är obetydlig i förhållande till utnyttjandet av registrerande instrument. De registrerande instrumenten behöver regelbunden tillsyn minst två gånger per månad, dvs lika ofta som de nu gängse intermittenta mätningarna.

5.2.1 Plottning av intermittenta data i tid-nivå-diagram

Den enklaste sammanställningen av mätdata utgör plottning i ett tid-nivå-diagram, figur 5.2. Här redovisas, som exempel, mätserien från rör 5302 i Harestadsområdet, vilken utgör en av ca 35 mätserier från de tre referensområdena i Göteborgsregionen. De båda axlarnas skalor har valts så att de passar för rör med olika variationsbredd hos grundvattennivån. För mätning 2 gånger per månad är tidsskalan 6 cm per år och 5 cm per meter grundvattennivåförändring. Detta axelförhållande utnyttjas för plottning i annan skala för att vara direkt jämförbara vid förminskning/förstoring. Dessa diagram bör utföras som en första kontroll på att erhållna mätdata är rimliga. Det vore önskvärt att de ritas av observatören (med direktiv och åtgärdsprogram för den ovane), så att han/hon direkt skulle kunde avgöra om felaktiga resultat erhållits på grund av något slumpmässigt fel. Detta skulle innebära att ommätning kunde utföras inom samma dag (eller nästföljande) för att förhindra en presumptiv lucka i rådatamängden.



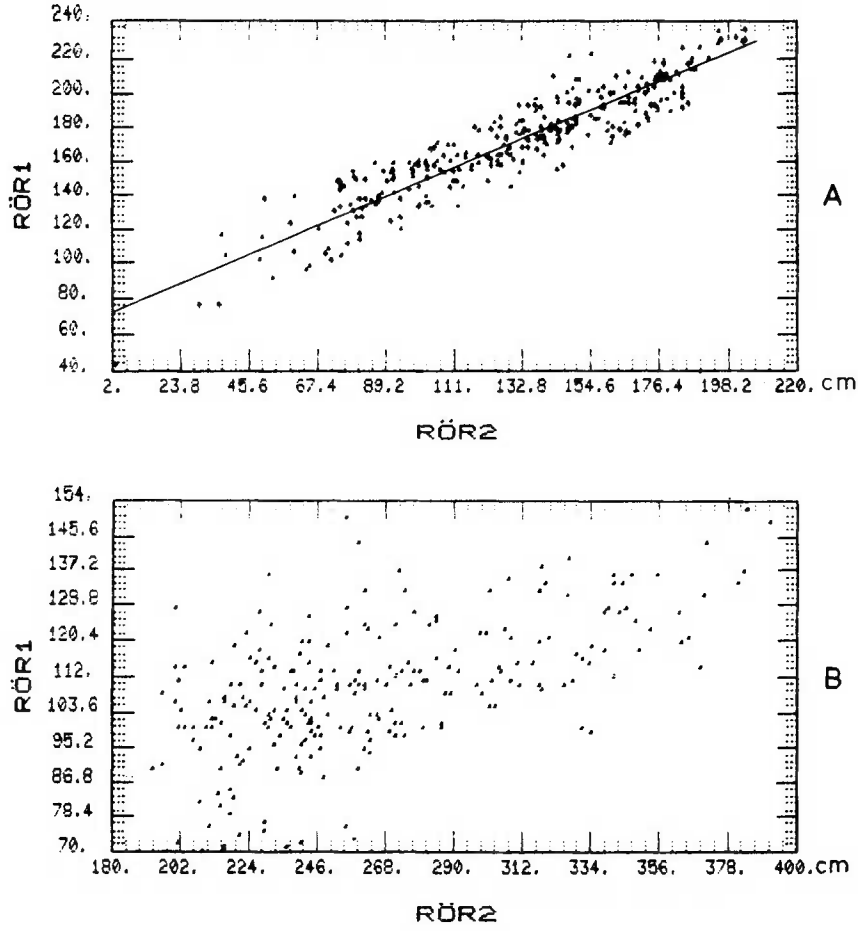
Figur 5.2 Grundvattennivån i rör 5302 under hela observationstiden; 1971-1973 något oregelbundet mätintervall, 1974-1983 2 ggr/månad. Diagrammet är representativt för Göteborgsregionens grundvattennivåvariationer under den aktuella perioden.

Groundwater levels in well 5302 during the whole observation time; 1971-1973 irregular intervals, 1974-1983 twice/month. The diagram is representative for the investigated region.

5.2.2 Olika former av nivå-nivå-diagram

I de tidiga jämförande analyserna plottade Merriam (1942) nivåer hos olika rör mot varandra i nivå-nivå-diagram. Han fick ofta "gun-shot"-diagram, vilket beror på att grundvattennivån i två brunnar aldrig är exakt samvarierande. Vid exakt samvariation skall nivåerna i två rör falla på en rät linje. Exempel på sådant diagram är plottningen av mätdata i figur 5.3. För att erhålla ett samband mellan grundvattennivåvariationerna i två rör kan en regressionslinje anpassas till mätdata. I figur 5.3 erhålles en linje med lutningen och axelavskärningen. En manuell genomarbetning av alla mätdata är mycket tidskrävande. Här har det utförts med dator och standardprogram. I tabell 5.1 anges de samband som erhållits för rör inom Sandsjöbacka- och

Harestadsområden. Av tabellerna framgår att sambandslinjens lutning är olika för olika rörpar, vilket torde vara en naturlig följd av att vattennivåns variationsbredd är olika i olika rör.



Figur 5.3 Samband mellan grundvattennivån i två rör
a) god samstämmighet, 1302-1303,
b) dålig samstämmighet, 5415-5401.

Cross plot of water levels in wells
a) good agreement, wells 1302-1303,
b) bad agreement, wells 5415-5401.

I tabellerna 5.1b och 5.2b anges antalet mätvärden som kunnat utnyttjas för sambandet. Att mätvärdena har olika antal beror bl a på att det blivit luckor i mätmaterialet. Främsta orsaken till detta är att vissa rörs vattennivå är nära eller över markytan med påföljd att de fryser vintertid. Frusna rör brukar uteslutas vid instansningen; den nivå som uppmätes är inte helt relevant eftersom nivån hänför sig till det datum då isen bildades och eventuell återfrusen is ger en förhöjning av nivån i röret. Luckor i mätmaterialet kan också uppkomma på grund av åverkan. I samma tabeller anges också korrelationskoefficienten för grundvattennivåserierna.

Tabell 5.1a Koefficienter för linjärt samband mellan nivåer i rören i Sandsjöbackaområdet, $y = a + bx$, lägsta rörnumret har x-värdet.

Linear relationship between wells in Sandsjöbacka; $y = a + bx$, lowest number is the x.

a \ b	5202	5204	5205	5211	5212	5213	5214
5202	-	0.64	0.31	1.01	0.71	0.80	0.71
5204	84.8	-	0.33	1.42	0.91	0.97	0.90
5205	94.8	69.3	-	1.26	0.70	0.76	0.64
5211	162	132	280	-	0.58	0.64	0.59
5212	150	117	288	-0.35	-	1.06	0.90
5213	58.8	10.2	200	-72.2	-117	-	0.72
5214	60.9	5.09	210	-76.4	-105	36.0	-

a \ b	5207	5208	5209	5210
5207	-	0.38	0.30	0.46
5208	20.9	-	0.92	1.10
5209	48.5	5.85	-	1.22
5210	-5.59	-58.2	-131	-

Tabell 5.1b Sammanställning av antal mätvärden (N) med lika datum parvis för rören i Sandsjöbacka-området samt korrelationskoefficienten (C).

Summary of number of observations (N) and coefficient of correlation (C) for wells in Sandsjöbacka.

C \ N	5202	5204	5205	5211	5212	5213	5214
5202	-	223	244	174	235	270	272
5204	0.90	-	199	139	196	223	223
5205	0.49	0.38	-	174	213	245	245
5211	0.90	0.86	0.68	-	174	173	174
5212	0.92	0.85	0.59	0.91	-	236	236
5213	0.88	0.80	0.54	0.80	0.89	-	271
5214	0.96	0.88	0.52	0.92	0.93	0.87	-

C \ N	5207	5208	5209	5210
5207	-	211	225	191
5208	0.69	-	214	177
5209	0.65	0.89	-	194
5210	0.72	0.95	0.94	-

Tabell 5.2a Koefficienter för linjärt samband mellan nivåer i rören i Harestadområdet, y = a + bx, lägsta rörnumret har x-värdet.

Linear relationship between wells in Harestad; y = a + bx, lowest number is the x.

a \ b	5301	5302	5307	5309	5310	5311	5313
5301	-	0.60	1.91	0.99	0.29	0.23	0.17
5302	-41.6	-	1.86	1.73	0.83	0.71	0.50
5307	-137	-11.4	-	1.10	0.23	0.21	0.15
5309	-97.4	-106	-79.3	-	0.70	0.59	0.40
5310	32.4	73.5	76.6	73.0	-	0.72	0.51
5311	11.2	3.19	54.8	15.4	-48.3	-	0.66
5313	38.9	90.0	80.3	90.5	39.0	132	-

Tabell 5.2b Sammanställning av antal mätvärden (N) med lika datum parvis för rören i Harestadområdet samt korrelationskoefficienten (C).

Summary of number of observations (N) and coefficient of correlation (C) for wells in Harestad.

C \ N	5301	5302	5307	5309	5310	5311	5313
5301	-	246	244	245	239	240	240
5302	0.70	-	248	261	254	255	255
5307	0.54	0.76	-	248	242	242	242
5309	0.51	0.68	0.44	-	254	255	255
5310	0.66	0.80	0.54	0.80	-	254	254
5311	0.73	0.84	0.60	0.83	0.89	-	255
5313	0.68	0.85	0.60	0.81	0.89	0.94	-

En variant av detta diagram är att dra linjer mellan konsekutiva värden. Detta ger en grötig bild om antalet punkter är många och samvariationen ringa. Om grundvattennivån i de båda rören samvarierar, men det är en fördröjning mellan rören erhålles en ellipsformad bild. (Barends et al, 1983).

I de tidiga bearbetningarna av grundvattennivådata utfördes medelvärdesberäkningar av relativa nivåer. Metoden är känslig för förändringar i ingående rörs variationsmönster och är svår att använda invändningsfritt under längre perioder. För korrekt resultat erfordras att det är exakt samma rör som ingår i beräkningen under hela beräkningsperioden. Exempel på sådan medelvärdesberäkning redovisas för de tre referensområdena omkring Göteborg för perioden i figur 5.4. Metoden kan inte rekommenderas. Bättre är att följa Merriams indexmetod (Merriam, 1942). Merriams metod har dock ej utnyttjats i detta arbete, eftersom den kräver mycket manuellt arbete, alternativt ett sofistikerat datorprogram.

Tabell 5.3a Koefficienter för linjärt samband mellan nivåer i rören i Härskogenområdet, y = a + bx, lägsta rörnumret har x-värdet.

Linear relationship between wells in Härskogen; y = a + bx, lowest number is the x.

Tabell 5.3b Sammanställning av antal mätvärden (N) med lika datum parvis för rören i Härskogenområdet samt korrelationskoefficienten (C).

Summary of number of observations (N) and coefficient of correlation (C) for wells in Härskogen.

En variant av detta diagram är att dra linjer mellan konsekutiva värden. Detta ger en grötig bild om antalet punkter är många och samvariationen ringa. Om grundvattennivån i de båda rören samvarierar, men det är en fördröjning mellan rören erhålles en ellipsformad bild. (Barends et al, 1983).

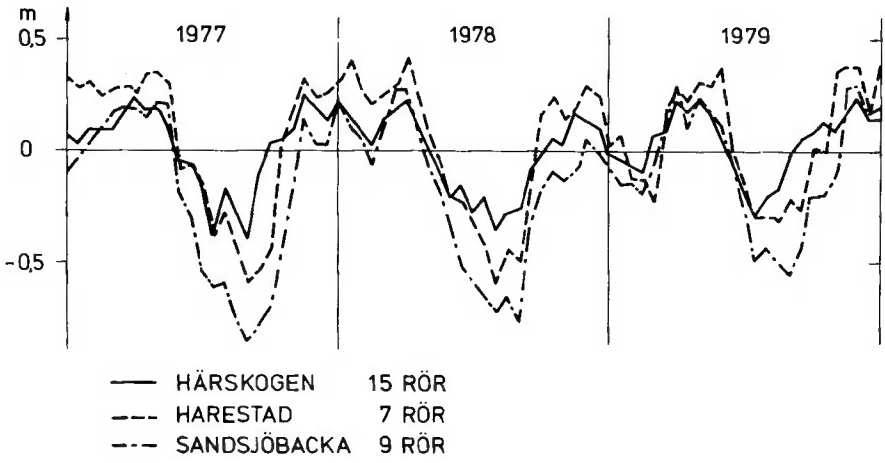
I de tidiga bearbetningarna av grundvattennivådata utfördes medelvärdesberäkningar av relativa nivåer. Metoden är känslig för förändringar i ingående rörs variationsmönster och är svår att använda invändningsfritt under längre perioder. För korrekt resultat erfordras att det är exakt samma rör som ingår i beräkningen under hela beräkningsperioden. Exempel på sådan medelvärdesberäkning redovisas för de tre referensområdena omkring Göteborg för perioden i figur 5.4. Metoden kan inte rekommenderas. Bättre är att följa Merriams indexmetod (Merriam, 1942). Merriams metod har dock ej utnyttjats i detta arbete, eftersom den kräver mycket manuellt arbete, alternativt ett sofistikerat datorprogram.

a \ b	5401	5402	5403	5404	5405	5406	5407	5408	5409	5410	5411	5412	5413	5414	5415
5401	-	1.35	0.41	0.83	0.86	0.51	0.95	1.09	0.79	1.35	0.84	0.64	1.10	0.77	2.00
5402	-153	-	0.15	0.30	0.34	0.15	0.37	0.51	0.31	0.69	0.32	0.27	0.39	0.32	1.17
5403	17.0	93.0	-	1.52	1.59	0.81	1.82	1.58	1.27	2.15	1.40	1.28	1.97	1.41	3.65
5404	-82.5	70.5	-54.9	-	0.81	0.40	0.93	0.84	0.64	1.17	0.81	0.73	1.03	0.68	1.83
5405	-63.0	87.7	-38.8	51.0	-	0.46	0.98	0.99	0.76	1.32	0.84	0.70	1.09	0.79	2.35
5406	42.5	143	74.4	121	101	-	1.38	1.44	1.20	1.85	1.14	0.88	1.67	1.26	2.75
5407	-180	-10.4	-160	-58.1	-90.5	-175	-	0.85	0.62	1.16	0.71	0.66	0.96	0.68	1.93
5408	-136	42.4	-49.5	33.7	-11.8	-105	90.0	-	0.67	1.26	0.68	0.59	0.92	0.72	1.96
5409	-114	25.7	-68.0	3.86	-30.9	-120	48.8	-8.6	-	1.09	0.95	0.75	1.28	1.00	2.75
5410	-153	57.1	-69.3	40.8	-12.9	-126	121	13.7	94.1	-	0.47	0.40	0.63	0.51	1.39
5411	-77.3	79.3	-28.1	38.1	12.1	-53.1	99.3	46.3	60.9	53.3	-	0.79	1.12	0.73	2.51
5412	-64.4	43.9	-58.3	2.7	-11.0	-52.8	56.9	14.2	33.4	21.8	-14.9	-	1.17	0.73	1.68
5413	-152	50.9	-111	-4.0	-40.1	-157	70.1	-0.94	19.0	10.0	-30.1	15.9	-	0.65	2.07
5414	67.6	201	92.7	177	141	47.6	223	163	179	167	160	194	181	-	2.33
5415	-	-80.9	-300	-91.7	-218	-329	26.3	-133	-90.9	-121	-212	-19.1	-119	-469	-

Tabell 5.3a

C \ N	5401	5402	5403	5404	5405	5406	5407	5408	5409	5410	5411	5412	5413	5414	5415
5401	-	219	246	250	256	257	229	251	249	258	229	223	232	258	209
5402	0.61	-	217	218	216	218	199	217	217	220	197	191	201	220	205
5403	0.58	0.65	-	246	245	246	228	246	246	246	230	225	233	247	207
5404	0.66	0.73	0.79	-	249	250	225	249	251	251	230	224	234	252	210
5405	0.69	0.79	0.87	0.84	-	255	229	252	247	257	230	224	234	258	208
5406	0.70	0.54	0.74	0.69	0.76	-	229	253	250	258	230	225	233	258	210
5407	0.64	0.75	0.86	0.84	0.85	0.72	-	228	228	228	221	220	225	229	193
5408	0.75	0.86	0.75	0.76	0.85	0.75	0.84	-	249	252	230	225	234	253	209
5409	0.74	0.80	0.82	0.79	0.89	0.85	0.83	0.91	-	249	230	221	234	251	210
5410	0.69	0.86	0.73	0.75	0.81	0.70	0.82	0.89	0.67	-	229	224	232	260	210
5411	0.71	0.79	0.79	0.90	0.87	0.71	0.84	0.82	0.85	0.80	-	223	226	231	195
5412	0.57	0.65	0.77	0.87	0.78	0.59	0.85	0.76	0.72	0.72	0.85	-	222	225	190
5413	0.70	0.81	0.86	0.87	0.88	0.80	0.89	0.86	0.88	0.81	0.87	0.83	-	234	198
5414	0.64	0.73	0.79	0.72	0.81	0.77	0.79	0.84	0.86	0.84	0.72	0.67	0.82	-	210
5415	0.68	0.87	0.63	0.58	0.77	0.57	0.74	0.89	0.82	0.85	0.80	0.56	0.77	0.80	-

Tabell 5.3b

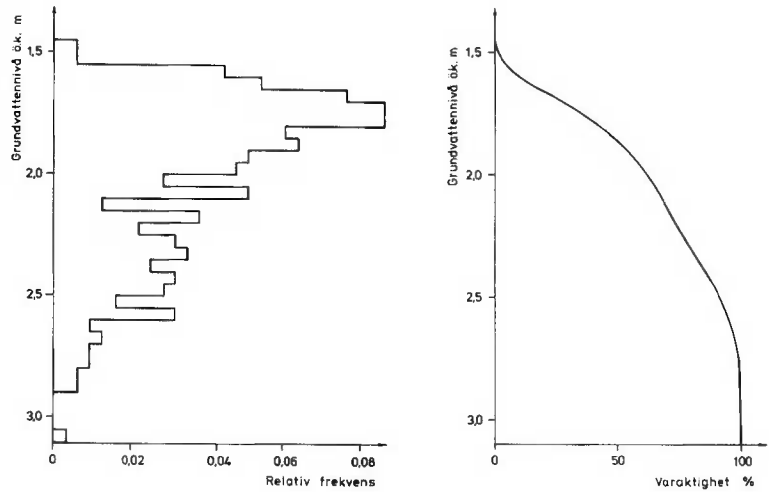


Figur 5.4 Grundvattennivån i de tre referensområdena omkring Göteborg i form av ett index; medelvärden av grundvattennivån av ett antal rör inom respektive område.

Groundwater index in three areas around Göteborg.

5.2.3 Frekvensanalys i histogramform

I figuren 5.5 redovisas fördelningen av grundvattennivån i rör 5202 under perioden 1970-83. Underlag är mätningar med perioden 2 ggr per månad. För tiden 1970-73 har interpolering utförts när mätintervallet varit längre. Erforderliga mellanliggande data har framtagits med rätlinjig interpolation. Histogrammet visar en påfallande sned fördelning med övervikt för höga nivåer. Dessa orsakas av att fyllnadsgraden i de små akvifererna i klimatområdet oftast är hög under en stor del av året. Endast under delar av våren och sommaren är grundvattennivån påtagligt (lägre eller) låg.

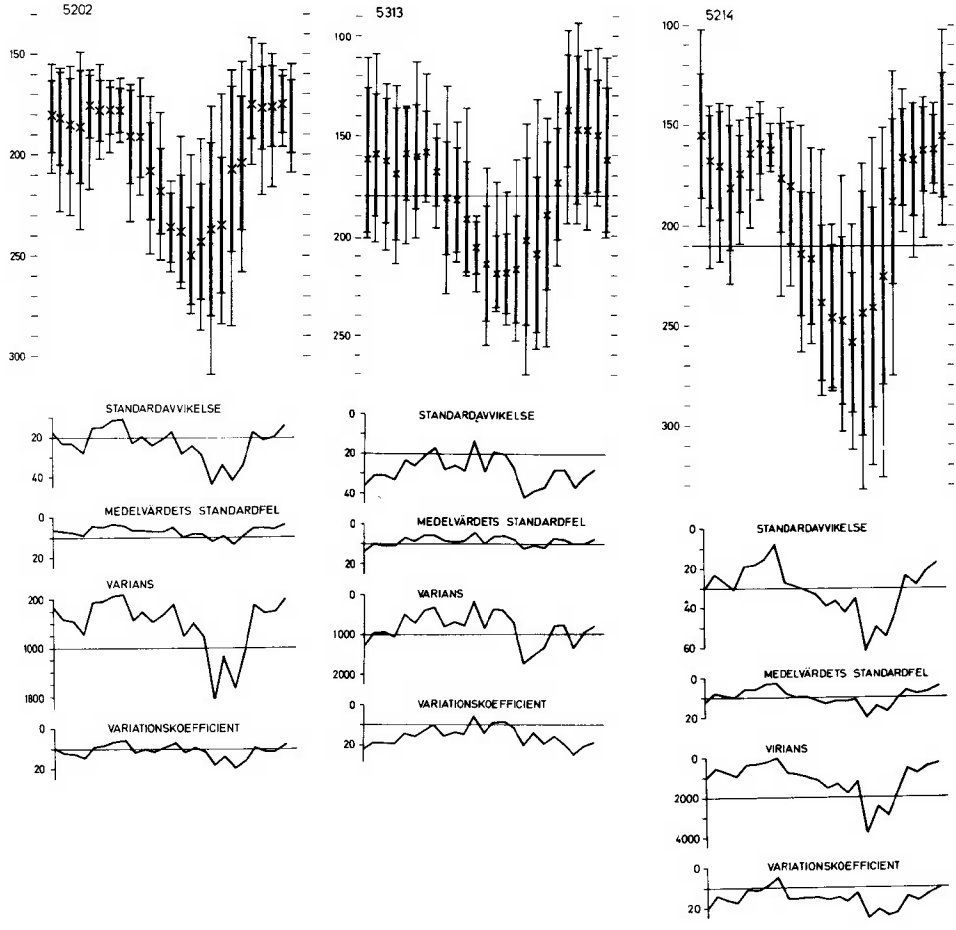


Figur 5.5 Histogram över fördelningen av grundvattennivån i rör 5202 med 2 mättillfällen per månad 1970-1983.

Frequency of water levels in well 5202 1970-1983; twice a month.

5.2.4 Frekvensanalys av grundvattennivåns fördelning under året

En beräkning av nivåernas fördelning under olika delar av året har företagits med mätintervallet som indelningsgrund. Härvid har mätdata mellan den 8:e och 22:e i varje månad förts till ett mättillfälle. Data från den 23:e till den 7:e i nästföljande månad har förts till nästa mättillfälle. Vid beräkning av medelvärde och standardavvikelse erhölls för varje rör en bild som i figur 5.6. Figuren omfattar en stapel per mättillfälle, dvs 24 staplar. Detta innebär i sin tur att det bara är ett tiotal mätvärden i varje stapel. Förutom medelvärde och $\pm$ standardavvikelse är observerade maximi- och minimivärden inlagda i figuren.

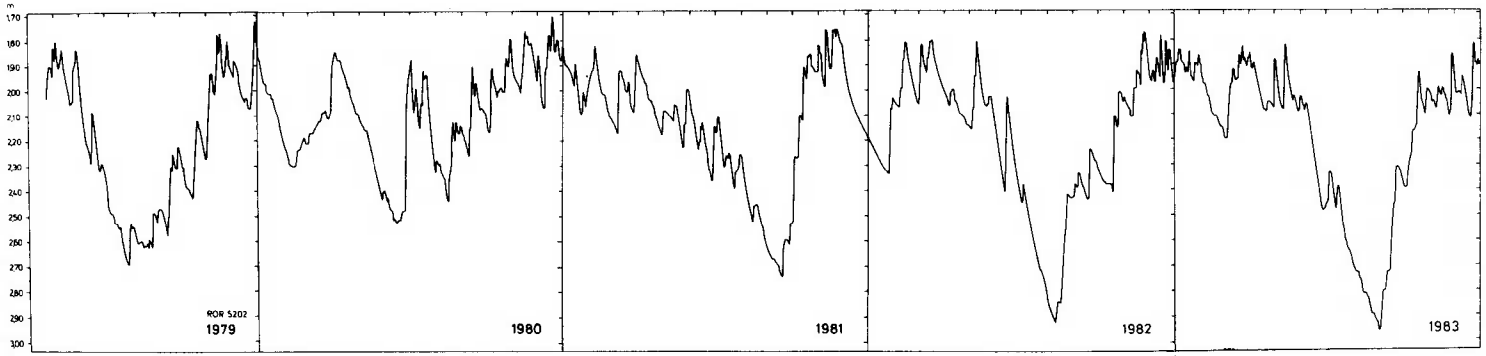


Figur 5.6 Variationsbredd för rören 5202, 5214 och 5313 under perioden 1970-1982.

Summary of water levels in wells 5202, 5214 and 5313 during the period 1970-82.

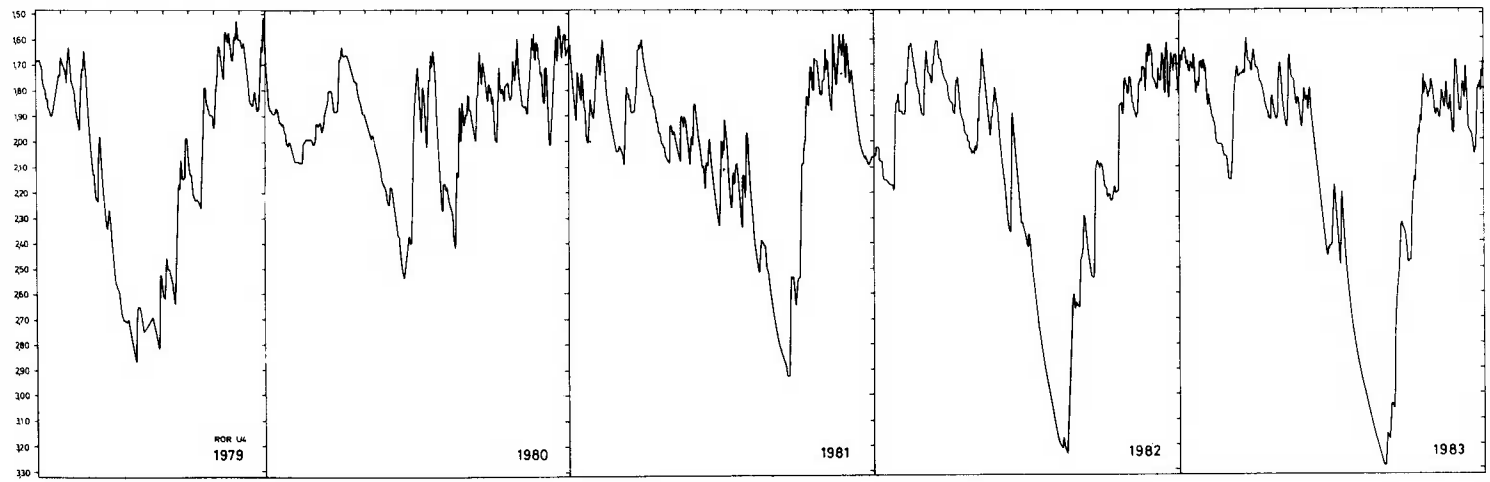
5.3 Kontinuerliga registreringar

I två av rören i Sandsjöbacka har grundvattennivån under perioden april 1979 - december 1983 registrerats kontinuerligt med skrivare. Ur dessa registreringar har dagliga värden uttagits, kl 12 varje dag, och uppritats i figur 5.7 och 5.8. Axelförhållandena är desamma som i figur 5.2. Det är en påfallande skillnad i informationsmängd mellan dessa kontinuerliga mätningar och de intermittenta i figur 5.2. Tydligt framgår att grundvattennivåstigningen vanli-



Figur 5.7 Grundvattennivån i rör 5202 i Sandsjöbackaområdet 1979-1983.

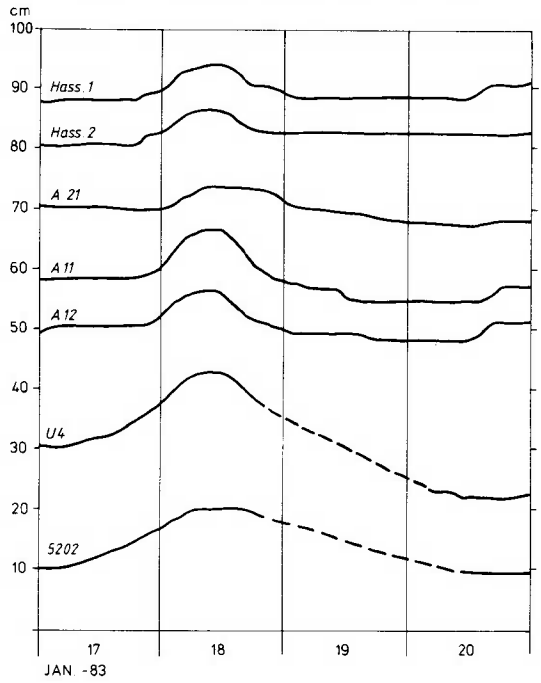
Daily water levels in well 5202 in the Sandsjöbacka area April 1979 - December 1983.



Figur 5.8 Grundvattennivån i rör U4 i Sandsjöbackaområdet 1979-1980.

Daily water levels in well U4 in the Sandsjöbacka area April 1979 - December 1983.

gen sker snabbt medan avsänkningen är långsam. De stora avsänkningarna sker under vår och sommar, vilka vanligen är nederbördsfattiga samtidigt som en stor del av markvattnet konsumeras av vegetationen. De snabba stigningarna sker vid intensiva eller långvariga regn, vilka är vanligt förekommande under sensommaren och hösten.



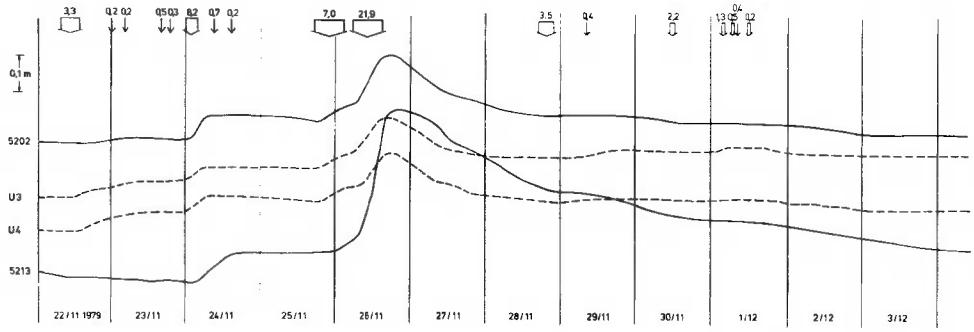
Figur 5.9 Kontinuerlig registrering av grundvattennivån i några rör, Hass = Hassungared, Lindome, A = Alafors, Lindome, U4 och 5202: Sandsjöbackaområdet, Lindome.

Water levels in some wells at different localities.

5.3.1 Regn och grundvattennivå

Under en och samma period erhålles något varierande resultat i olika rör. Detta accentueras om avståndet mellan rören är stort, se figur 5.9.

Fluktuationerna kan också vara ganska olika i rör som står inom samma område, men i olika akviferer, se figur 5.10.



Figur 5.10 Grundvattennivåns variation i fyra rör i olika akviferer i Sandsjöbackaområdet under senhösten 1979.

Water levels in four wells in different aquifers in the Sandsjöbacka area, autumn 1979.

Av figuren framgår att tre rör reagerar ganska lika medan rör 5213, som står i lågläge invid bäcken öster om Torred nära utloppssektionen, avviker markant.

Från nederbördsmätaren i Långås, Sandsjöbacka har data för ett antal regntillfällen uttagits. Ur de kontinuerliga mätningarna i rör U4 strax intill har därefter data för grundvattennivåer vid dessa regntillfällen uttagits: tidifferens mellan regnets början och grundvattennivåns stigning, regnets storlek, varaktighet och intensitet, grundvattennivån före och efter samt nivådifferensen orsakad av regnet, grundvattennivåns stigningshastighet och tiden för föregående regntillfälle. Resultaten från multipel korrelationsanalys anges i tabell 5.4 och 5.5. Beteckningar i dessa tabeller:

A= Tidsdifferens mellan regnets start och grundvattennivåstigningens början (h)
(Time between beginning of rain and water level rise)

B= Regnmängd (mm)
(Precipitation)

C= Regnets varaktighet (h)
(Duration of precipitation)

D= Regnets medelintensitet (mm/h)
(Intensity of precipitation)

E= Grundvattennivån före regnet (mm)
(Water level before rise)

F= Grundvattennivån efter regnet (mm)
(Water level after rise)

G= F-E (mm)

H= Grundvattennivåns stigningshastighet (mm/h)
(Water level rise velocity)

I= Antal dygn utan nederbörd före regnet ifråga.
(Drought before precipitation, days)

Tabell 5.4 Multipel korrelationsanalys av samband mellan olika parametrar vid regn för rör 5202.

Multipel correlation analysis of relations between different parameters for rain for well 5202.

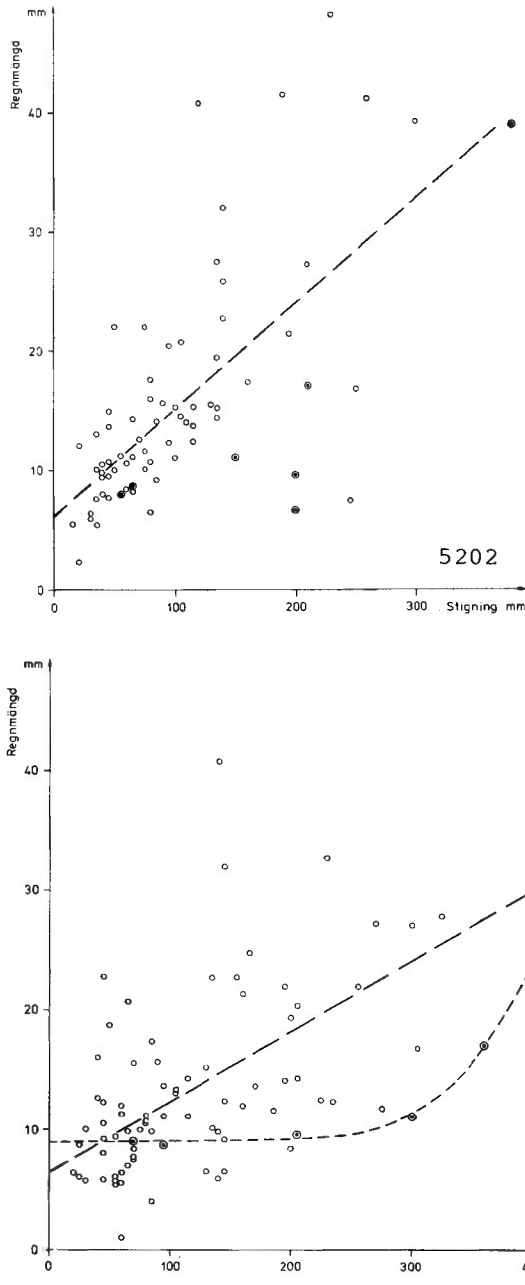
	A	B	C	D	E	F	G	H	I
A	1.00								
B	-0.05	1.00							
C	0.46	0.50	1.00						
D	-0.27	0.11	-0.40	1.00					
E	0.13	0.09	-0.15	0.24	1.00				
F	0.19	-0.13	-0.39	0.20	0.36	1.00			
G	-0.01	0.18	0.03	0.07	-0.55	0.38	1.00		
H	-0.04	0.02	-0.03	-0.01	-0.73	0.31	0.95	1.00	
I	0.07	-0.01	-0.08	-0.09	0.37	0.33	0.05	-0.08	1.00
$\bar{x}$	4.3	13.7	11.9	1.9	1839	1756	144	3.0	4.0
s	3.5	8.6	8.1	2.4	298	150	245	12.8	4.0

Tabell 5.5 Multipel korrelationsanalys av samband mellan olika parametrar vid regn för rör U4.

Multipel correlation analysis of relations between different parameters for rain for well U4.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
A	1.00	-	-	-	-	-	-	-	-
B	0.02	1.00	-	-	-	-	-	-	-
C	0.45	0.59	1.00	-	-	-	-	-	-
D	-0.30	0.06	-0.41	1.00	-	-	-	-	-
E	0.01	0.14	-0.11	0.19	1.00	-	-	-	-
F	-0.02	0.00	-0.23	0.14	0.82	1.00	-	-	-
G	0.00	0.26	0.14	0.06	-0.26	0.16	1.00	-	-
H	-0.03	0.01	-0.02	-0.01	-0.47	0.06	0.92	1.00	-
I	0.16	0.17	0.13	-0.10	0.14	0.01	0.12	-0.07	1.00
$\bar{x}$	4.2	14.3	11.9	1.99	2027	1919	156	2.3	4.0
s	3.5	9.0	8.8	2.27	451	358	222	11.3	4.1

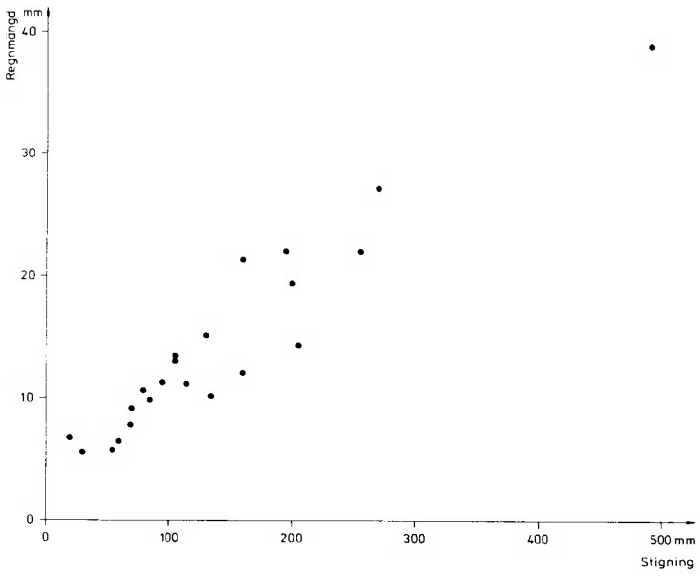
En plottning av nederbördens storlek mot grundvattennivåns förhöjning efter Thomas (1963) modell för rören 5202 och U4 har utförts i figur 5.11. I båda figurerna har utskilts regn vilka föregåtts av torrperioder längre än 12 dygn. För rör 5202 erhålles en anpassad linje med avskärningen 6.3 mm nederbörd, vilket enligt Thomas (1963) skulle vara den regnmängd som erfordras för att fylla underskottet i den omättade zonen. Spridningen omkring den anpassade räta linjen är dock stor. Motsvarande räta linje i diagrammet för U4 ger avskärningen 6.5 mm, således i princip samma som 5202. I det senare diagrammet kan en kurva med avskärningen ca 9 mm anpassas till de regn som föregåtts av mer än 12 dygns torrperiod. I tabellerna 5.4 och 5.5 är korrelationskoefficienterna låga för dessa båda figurer: 0.66 resp 0.26.



Figur 5.11 Plottning av grundvattennivåns avsänkningshastighet efter regn visavi grundvattennivåns läge vid recessionens början i rören 5202 och U4.

Plot of water level recession in wells 5202 and U4 versus water level at the beginning of recession.

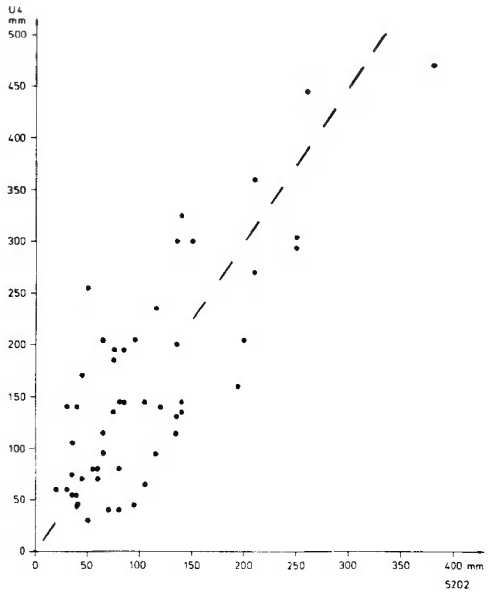
Att sambandet inte är entydigt har konstaterats i många undersökningar, t ex Merriam (1945), Johnsson (1983).



Figur 5.12 Sambanden mellan regnmängd och grundvattennivåstigning för enbart sommarregn för rör U4.

Relationsship between precipitation (summer rainfall) and ground-water level raise in well U4.

De båda rören 5202 och U4 står i olika akviferer men relativt nära varandra; 800 m. Grundvattennivån i dessa rör har olika variationsbredd och samtidiga regn ger olika stora vattennivåförhöjningar, se figur 5.12.



Figur 5.13 Samtidiga regn orsakar olika vattennivåförhöjningar i rören 5202 och U4. Sambandet mellan vattennivåns variationsbredd för de båda rören ages av den streckade linjen.

The relationship of water level raises from specific rainfalls in the two wells 5202 and U4. The dashed line denotes the relationship of the range of seasonal variations in the same wells.

5.3.2 Lufttryckspåverkan

Under en köldperiod, 1-6 januari 1980, sjönk grundvattennivån i U4 med jämn hastighet, 37 mm/dygn. Den 1-3 januari steg lufttrycket 15 mm Hg, vilket med ekvation (3-2) ger barometereffekten BE = 2%. Flera andra tillfällen med liknande förhållanden gav resultat i samma storleksordning för både U4 och 5202. Detta överensstämmer väl med de beräkningar som redovisas i tabell 3.2. En barometereffekt av 2% innebär att det erfordras en lufttrycksförändring av 18 mm Hg (ca 25 mbar) för att förändra vattennivån i rör U4 med 5 mm. Detta mått är den normala mätnoggrannheten och det förefaller därför rimligt att helt bortse från lufttryckets inverkan vid mätning av vattennivån i de aktuella observationsrören.

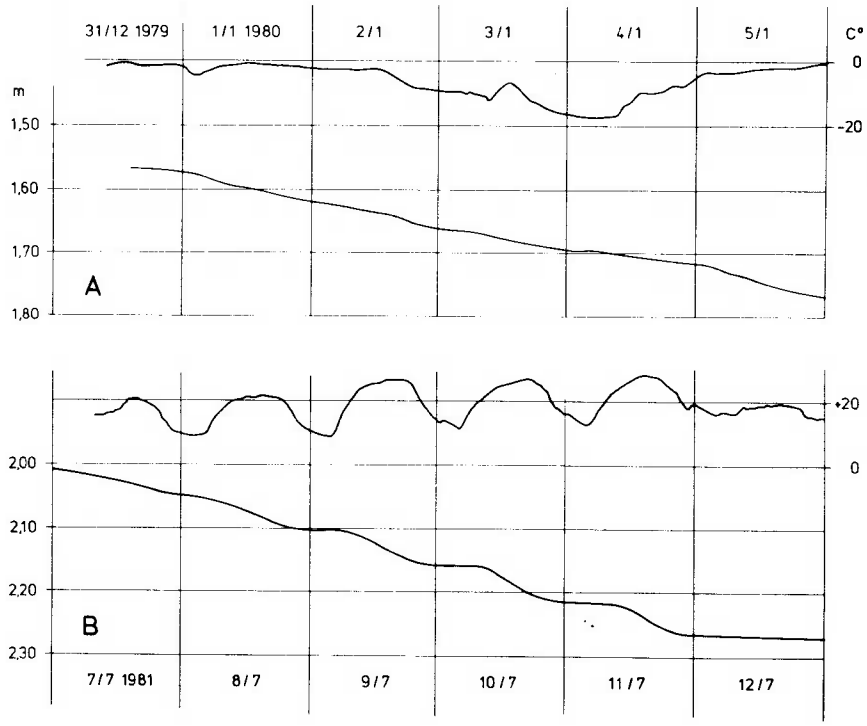
Vid ett flertal tillfällen har variationerna i lufttryck och grundvattennivå i U4 och 5202 ömsom förefallit samvarierade för att strax därefter ej följas åt. Detta har bidragit till att barometereffektens inverkan på mätresultaten bedömts vara ringa.

5.3.3 Evapotranspiration och grundvattennivå

Grundvattentrycknivån i de båda rören 5202 och U4 har olika fluktuationsmönster beroende på årstid och allmänna väderleksförhållanden. Under kalla vinterdagar faller vattennivån med ganska jämn hastighet. Under vegetationsperioden är den sjunkande vattennivån vågformig. Vågformigheten har visst, men ej i siffror belagt, samband med temperaturen (solskenstiden). Under dagar med kraftiga temperatursvängningar är avsänkningen markant. Molniga dagar med jämn temperatur har mindre avsänkning, se figur 5.14. Detta torde bero på att växternas transpiration soliga, varma dagar är större än mulna, måttligt varma dagar.

5.3.4 Recession av grundvattennivån

I flera arbeten har man analyserat och diskuterat hydrografanalysens tillämpning på grundvattennivåns recessionsdelar. Andersson & Burt (1980) har efter ingående analys funnit att man inte med entydigt resultat kan genomföra konventionell grafisk analys av recessionen. Headworth (1972) angav att det fanns ett samband mellan grundvattennivåns läge vid recessionens början och avsänkningshastigheten. För att prova om hans tes kunde gälla här har en sammanställning utförts för 38 väl definierade recessioner. Enligt Headworth (1972) skulle punkterna härvid falla utmed en rät linje, men spridningen blev stor och tesen synes inte gälla här rådande hydrogeologiska förhållanden.



Figur 5.14 Grundvattentrycknivåns avsänkning är i detalj olika under vinter- och sommardagar. Vintertid jämn avsänkning och sommartid vågformig avsänkning.

Water level recession during summer is different from the winter recession.

6. STATISTISKA METODER

6.1 Statistiska parametrar, mått och termer

Hydrologiska variabler såsom nederbörd och vattenföring uppvisar mer eller mindre oförutsägbara slumpmässiga variationer. Dessa kan därför behandlas som stokastiska variabler. Om observationerna föreligger i kronologisk ordning utgör de en tidsserie. Med tillräckligt lång serie kan man med statistisk analys uppskatta sannolikheten för att t ex årsnederbörden under en kommande 20-årsperiod någon gång skall underskrida, eller överskrida, ett visst givet värde. Tidsserien utgör en återgivning (eller utfall) av en stokastisk process. Denna process kan även simuleras genom ett matematiskt samband som bygger på den observerade tidsseriens egenskaper. Sådana matematiska samband utgör olika frekvensfunktioner (densitetsfunktioner för resp stokastisk variabel). Litteraturen på detta område är omfattande; för detta arbete har främst använts sammanställningar av Rudemo & Råde (1967), Chow (1964), Yevjevich (1972) och Kite (1977).

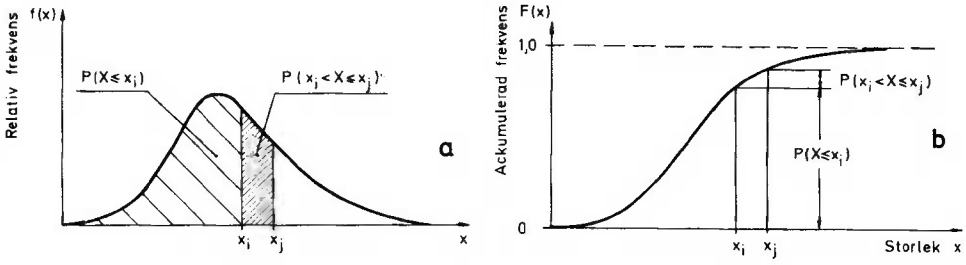
6.1.1 Frekvensfunktion och fördelningsfunktion

En frekvensfunktion f(u) karaktäriseras av att

$$\int_a^b f(u)\,du = P(a<x\leq b) \qquad (6\text{-}1)$$

dvs ytan under frekvensfunktionen i intervallet x=a till x=b är lika med sannolikheten för att den stokastiska variabeln x faller inom detta intervall. Integralens maximala värde är exakt = 1. Fördelningsfunktionen F definieras som

$$F(u) = \int_{-\infty}^{u} f(u)\,du \qquad (6\text{-}2)$$



Figur 6.1 Grafisk bild av a) frekvensfunktion, b) kumulativ frekvensfunktion.

a) Probability distribution curve b) cumulative probablity curve.

6.1.2 Centrala moment

I förenklad form kan den statistiska fördelningen beskrivas i form av enkla tal, s k centrala moment:

$$\mu_r = \int_{-\infty}^{\infty} (x-\mu)^r f(x)\, dx \qquad (r=2,3,4\ldots) \qquad (6\text{-}3)$$

där

$$\mu = \int_{-\infty}^{\infty} x\, f(x)\, dx$$

och kallas fördelningens väntevärde. Vanligen är inte fördelningen tillräckligt känd. Observationerna (M st) utgör ett stickprov. För stickprovet används beteckningen m_r för de centrala momenten.

6.1.3 Stickprovets medelvärde och standardavvikelse

En uppskattning av väntevärdet μ erhålles genom beräkning av stickprovets aritmetiska medelvärde $\bar{x}$:

$$\bar{x} = (\Sigma_i\, x_i)/M \qquad (6\text{-}4)$$

där

M = stickprovets storlek.

Det andra momentet μ_2 är lika med variansen σ^2 och dess kvadratrot, σ, benämnes standardavvikelse.

För statistiska fördelningar är standardavvikelsen det mest använda spridningsmåttet. För stickprovet utgör stickprovsvariansen s^2 en uppskattning av σ^2:

$$s^2 = \left(\sum_{i=1}^{M} (x_i - \bar{x})^2\right) \Big/ (M - 1) = \left(\sum_{i=1}^{M} x_i^2 - M\bar{x}^2\right) \Big/ (M-1) \quad (6\text{-}5)$$

Medelvärdets standardavvikelse beräknas som $s/\sqrt{M}$. Felet i beräkningen av den dimensionerande händelsens storlek anges av Kite (1977) som

$$S_T = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^{M} (x_i - \hat{x}_i)^2\right)/M} \quad (6\text{-}6)$$

där x_i = stickprovets värden
$\hat{x}_i$ = beräknat värde med visst (valt) återkomstintervall.

6.1.4 Skevhet

Det tredje centrala momentet, μ_3, utgör ett mått på fördelningens asymmetri eftersom alla udda centrala moment = 0 för symmetriska fördelningar. Ett dimensionslöst mått på skevheten är skevhetskoefficienten γ_1. I litteraturen finns ett flertal, något olika, skevhetskoefficienter angivna:

$$\gamma_1 = \mu_3 / \mu_2^{3/2} \quad (6\text{-}7)$$

$$\beta_1 = (\mu_3 / \mu_2^{3/2})^2 \quad \text{(Harr, 1977)} \quad (6\text{-}8)$$

$$g = M \Sigma (x_i - \bar{x})^3 / (M-1)(M-2)\, s^3; \quad \text{(Benson, 1968)} \qquad (6\text{-}9a)$$

$$\text{där} \quad s = \sqrt{\Sigma (x_i - \bar{x})^2 / (M-1)} \qquad (6\text{-}9b)$$

$$\hat{g}_1 = (M^2/(M-1)(M-2))(\mu_3/\mu_2^{3/2}) \quad \text{(Yevjevich, 1972)} \qquad (6\text{-}10)$$

$$\hat{c}_s = (M/(M-1))(\mu_3/\mu_2^{3/2}) \quad \text{(Foster, enligt Yevjevich, 1972)} \qquad (6\text{-}11)$$

$$G = ((M-1)/M)^{3/2} (\mu_3/\mu_2^{3/2}) \quad \text{(Kite, 1977)} \qquad (6\text{-}12)$$

Samtliga dessa skevhetskoefficienter innehåller en kvot mellan tredje och andra momentet (eller potenser därav). För att utifrån stickprovet erhålla en väntevärdesriktig uppskattning av populationens moment har stickprovets moment multiplicerats med en justeringsfaktor. Kvoten mellan två väntevärdesriktiga uppskattningar är ej säkert väntevärdesriktig, varför dessa justeringar före divisionen kan ifrågasättas. Eftersom väntevärdesriktigheten dessutom beror av den valda fördelningsfunktionen har jag valt att använda γ_1-faktorn (ekv 6-7) som mått på skevheten. För att underlätta jämförelser med tidigare beräkningar har även g-faktorn utnyttjats.

Skevhetsfaktorn kan anta såväl positiva som negativa värden. För en symmetrisk fördelning är $\gamma_1=0$. En fördelning med $\gamma_1>0$ sägs vara sned åt höger (den har en lång svans åt höger) medan en fördelning med $\gamma_1<0$ sägs vara sned åt vänster.

Beräkning av det centrala tredjemomentet för stickprovet:

$$m_3 = (1/M)\ \Sigma x_i^3 - (3/M)\bar{x}\ \Sigma x_i^2 + 2\bar{x}^3 \qquad (6\text{-}13)$$

6.1.5 Kurtosis

Det fjärde centrala momentet μ_4 ger ett mått på fördelningens toppighet. Ett dimensionslöst mått på toppigheten är kurtosis

$$\beta_2 = \mu_4/\mu_2^2 \qquad (6\text{-}14)$$

För normalfördelningen är $\beta_2=3$.

Beräkning av det centrala fjärde momentet för stickprovet:

$$m_4 = (1/M)\Sigma x_i^4 - (4/M)\,\bar{x}\,\Sigma x_i^3 + (6/M)\,\bar{x}^2\,\Sigma x_i^2 - 3\bar{x}^4 \qquad (6\text{-}15)$$

6.1.6 Variationsbredd och variationskoefficient

Variationsbredden R är skillnaden mellan högsta och lägsta observerade värde i stickprovet:

$$R = x_{max} - x_{min} \qquad (6\text{-}16)$$

Kvoten mellan σ och μ kallas variationskoefficient och motsvarande uppskattade värde för stickprovet:

$$C_v = s/\bar{x} \qquad (6\text{-}17)$$

Variationskoefficienten är således ett dimensionlöst mått på stickprovsvariabelns variationer.

6.1.7 Konfidensgränser

Om man tänker sig att man får observationerna $x_1, x_2, .,x_M$ under M år så är man intresserad av vilket värde u_T som har återkomsttiden T år, dvs $P(x>u_T) = 1/T$. Detta värde kan, om M är stort, direkt uppskattas ur stickprovet, så som det värde som har andelen 1/T ovanför sig. Man kan också ange konfidensgränser för detta fall. En annan ansats är att anta att stickprovet kommer från någon klass av fördelningar såsom normalfördelning, lognormalfördelning, extremvärdesfördelning, etc.

I normalfallet är

$$u_T = \mu + \lambda_{1/T}\sigma \qquad (6\text{-}18)$$

där $\lambda_{1/T}$ kan fås ur tabell på normalfördelningens fördelningsfunktion. En uppskattning av u_T blir då

$$u_T^* = \bar{x} + \lambda_{1/T}s \qquad (6\text{-}19)$$

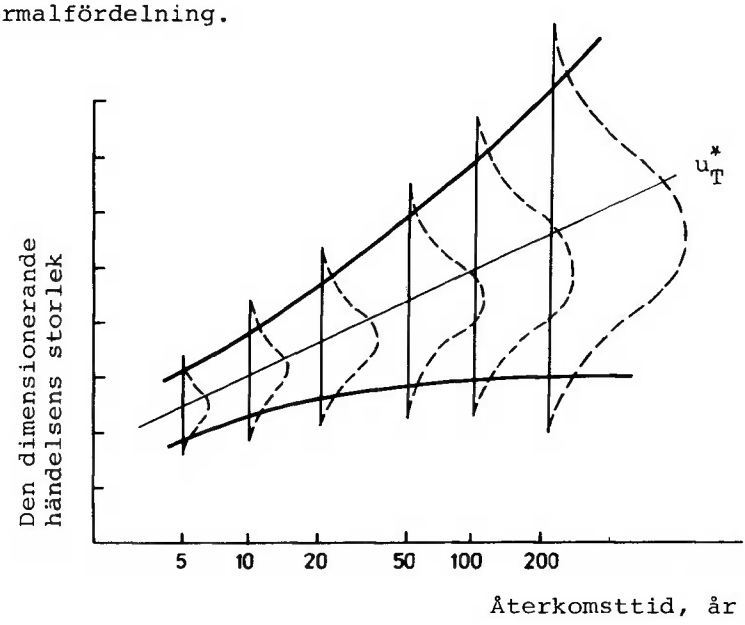
Konfidensgränser på U_T erhålles ur icke-central t-fördelning. Man får

$$U_T^*(1) \leq U_T \leq U_T(2) \qquad (6\text{-}20)$$

där

$$U_T^*(k) = \bar{x} + t_k s, \quad k = 1,2$$

Samma förfarande kan tillämpas efter logaritmering på lognormalfördelning.



Figur 6.2 Konfidensgränser för den dimensionerande händelsens storlek (Kite, 1975).

Confidence limits for design events.

6.2 Sannolikhetsfördelningar

Många sannolikhetsfördelningar har befunnits användbara för hydrologisk frekvensanalys. Normalfördelning, exponentialfördelning och gammafördelning är välkända. χ^2-fördelningen är en variant av gammafördelningen. (Chow, 1964, Yevjevich, 1972).

6.2.1 Pearson-fördelningar

Dessa är en serie fördelningsfunktioner som kan anpassas till praktiskt taget vilken fördelning som helst. Den allmänna basekvationen för dessa är

$$p(x) = \exp\left(\int_{-\infty}^{x} (a - x)/(b_o + b_1 x + b_2 x)\,dx\right) \qquad (6\text{-}21)$$

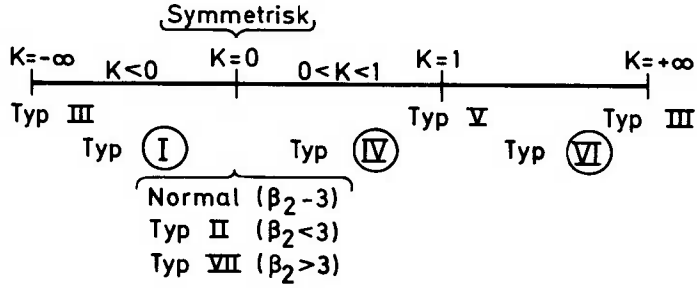
där a, b_o, b_1 och b_2 är konstanter.

Fördelningstyp bestäms av kriteriet K, se figur 6.3.

$$K = \beta_1(\beta_2 + 3)^2 \Big/ (4(4\beta_2 - 3\beta_1)(2\beta_2 - 3\beta_1 - 6)) \qquad (6\text{-}22)$$

$$\beta_1 = \mu_3^2/\mu_2^3 \qquad (6\text{-}23)$$

$$\beta_2 = \mu_4/\mu_2^2 \qquad (6\text{-}24)$$

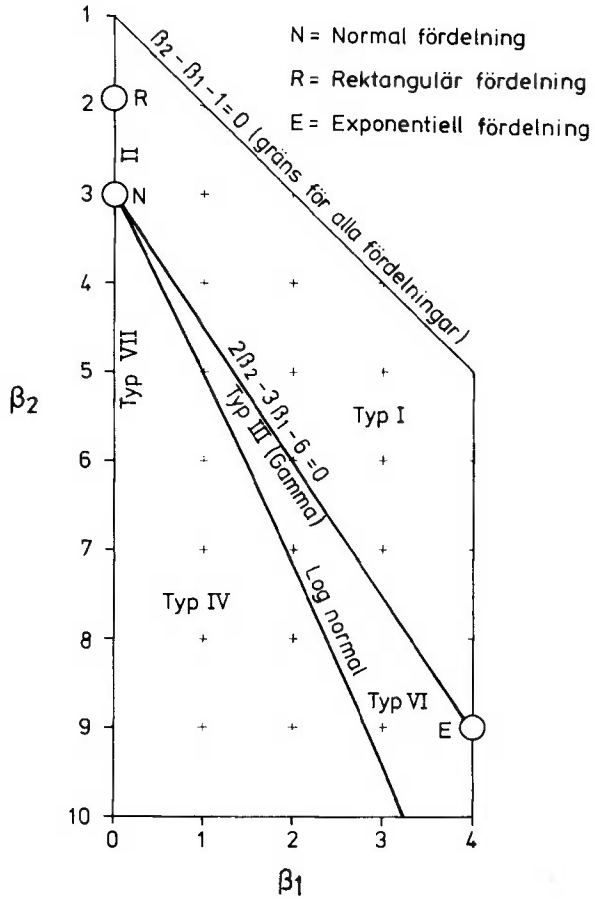


Figur 6.3 Kriteriet K (Harr, 1977, efter Elderton & Johnsson, 1969).

The Criterion K.

De olika Pearson-fördelningarna karaktäriseras av olika β_1, β_2 och K-värden. Detta kan åskådliggöras i form av ett diagram över sambandet mellan β_1 och β_2, se figur 6.4.

Pearson indelade mängden fördelningar i sju grupper, och bland dessa är typ I och III vanligast förekommande vid hydrologisk frekvensanalys. I diagrammet noteras, att normalfördelningen är en punkt (β_1=0, β_2=3) och lognormalfördelningen en nästan rät linje.



Figur 6.4 Samband mellan faktorerna β_1 och β_2 för olika fördelningar (Pearson & Hartley, 1972).

Regions occupied by the various Pearson distribution types as delineated by their β_1 and β_2 values.

Pearson typ I - fördelning. Denna typ har K<0 och är en sned fördelning med begränsad utsträckning i båda riktningarna (Chow, 1964). De statistiska parametrarna är

$$\text{medelvärde} = \text{mod} - \mu_3(r + 2)/2\mu_2(r - 2) \qquad (6\text{-}25)$$

$$\text{varians} = \mu_2$$

$$\text{Pearson skevhet} = \sqrt{\beta_1(r + 2)/2(r - 2)} \qquad (6\text{-}26)$$

$$\text{där } r = 6(\beta_2 - \beta_1 - 1)/(6 + 3\beta_1 - 2\beta_2) \qquad (6\text{-}27)$$

Pearson typ III - fördelning. Denna fördelning har K=∞ eller $\beta_2 = (3\beta_1+6)/2$. Detta är en sned fördelning med begränsad utsträckning åt vänster (Chow, 1964).

$$\text{medelvärde} = \text{mod} - \mu_3/2\mu_2$$

$$\text{varians} = \mu_2$$

$$\text{Pearson skevhet} = \sqrt{\beta_1/2}$$

6.2.2 Extremfördelningar

Extremfördelning typ I. Denna erhålles som gränsfördelning av maximum i t ex normal-, χ^2- och lognormalfördelning när antalet observationer går mot oändligheten. Denna fördelning har konstant skevhet, 1.139, och kallas Gumbelfördelning. (Gumbel, 1958, Chow, 1964).

Extremfördelning typ III. Denna fördelning härstammar från den typ av fördelningar, som har begränsningar av x, $x \lessgtr \varepsilon$. Om det logaritmerade värdet blir normalfördelat eller Pearsonfördelat säges den ursprungliga variabeln vara lognormal- respektive log-Pearsonfördelad.

6.2.3 Logaritmiska fördelningar

Ett flertal fördelningar kan omformas till nya genom att variabeln ersättes med sitt logaritmerade värde, y=ln x. Exempel på dessa är lognormalfördelning och log-Pearson typ III-fördelning.

6.2.4 Centralgränsvärdesteoremet

Centralgränsvärdesteoremet innebär att under allmänna förhållanden konvergerar fördelningsfunktionen för summan av slumpmässiga variabler mot normalfördelningen när antalet variabler i summan blir stort (Parzen, 1960). Teoremet kräver inte att de ingående stokastiska variablerna i summan var för sig skall ha samma fördelningsfunktion och ej heller att de är helt oberoende. Det postulerar endast att om variablerna är många så kan man antaga, under vissa villkor, att summan av dem är normalfördelad (Harr, 1977).

På samma sätt kan man resonera för de logaritmerade variabelvärdena. De summerade logaritmerna motsvarar en produkt av variablerna och produkten av ett stort antal variabler bör således vara lognormalfördelad.

6.3 Jämförelser och tester

6.3.1 Plottning

För uppritning av de enskilda observationerna på sannolikhetspapper används plottningssannolikheter. Bland ett flertal sådana anses Weibulls formel vara den bästa (Gumbel, 1958) och används i detta arbete.

$$p(x_i) = m/(M + 1) \qquad (6\text{-}28)$$

m = ordningsnumret för värdet x_i
M = antalet observationer.

Till denna grafiska representation kan man anpassa olika sannolikhetsfunktioner. Härvid användes ett speciellt san-

nolikhetspapper för varje funktion. Papperets skalor bör vara sådana, att funktionens graf är en rät linje. Ur grafen kan man bestämma medelvärde och standardavvikelse. Detta är den enklaste men samtidigt den mest subjektiva metoden.

6.3.2 Kovarians och korrelation

Två stokastiska variablers samvariation kan beskrivas med ett mått, kallat kovariansen, s_{xy}.

$$s_{xy} = \frac{1}{M-1} \left(\Sigma x_i y_i - \frac{1}{M} \Sigma x_i \Sigma y_i \right) \qquad (6\text{-}29)$$

Stickprovets storlek, M, för båda variablerna är lika. Kovariansens storlek är helt beroende av M och de ingående variablernas storlek.

För jämförelser med andra stickprov är det bättre med ett dimensionslöst mått, korrelationskoefficienten C.

$$C = \frac{s_{xy}}{s_x \, s_y} \qquad (6\text{-}30)$$

där s_x och s_y är standardavvikelsen för respektive variabels stickprov.

Korrelationskoefficienten kan anta värden mellan +1 (total samvariation) och -1 (helt omvänd samvariation). C=0 innebär att inget linjärt samband kan skönjas.

6.3.3 Chi-två-test

För objektiv testning av hur stickprovets fördelning är i förhållande till en teoretisk kan man använda s k χ^2-test. Härvid indelas de M värdena i k klasser, där den i:te klassen innehåller m_i resultat mellan klassgränserna x_i

och x_j. Från den teoretiska fördelningen kan man beräkna hur många observationer n_i, som bör formas i resp klass, och χ^2 beräknas ur ekvationen

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^{k} \frac{(m_i - n_i)^2}{n_i} \qquad (6\text{-}31)$$

Enklast är det att genomföra beräkningarna om klassindelningen är sådan att det är lika teoretisk sannolikhet 1/k för varje klass och härmed $n_i = M/k$ är konstant och χ^2 reduceras till

$$\chi^2 = (k/M) \sum_{i=1}^{k} (m_i^2 - M) \qquad (6\text{-}32)$$

Det beräknade χ^2-värdet jämföres sedan med det värde som genom slumpen med sannolikheten $P_\nu(\chi^2)$ skulle erhållas om variabeln verkligen följde den teoretiska fördelningen. Om denna sannolikhet är mindre än ca 5% förkastar vi antagandet. Den teoretiska fördelningen $P_\nu(\chi^2)$ beror endast av ν, antalet frihetsgrader. $\nu = k-1-r$, där r är antalet parametrar som skattas för att bestämma den teoretiska fördelningen. För det enklaste fallet av normalfördelning erfordras de två parametrarna $\bar{x}$ och s för att beräkna n_i och $\nu = k-3$.

7. BEARBETNING AV NIVÅDATA SAMT PROGNOSMETODER

Mätdata från grundvattennivåmätningar behandlas vanligen i form av datum + vattenytans djup under viss mätpunkt (t ex rörets övre kant). En omräkning till höjd i meter över havsytan kan utföras, men är opraktiskt för bearbetningen, eftersom det härvid vanligen erfordras fler signifikanta siffror i beräkningarna. Bearbetningen av grundvattennivådata kan ske på många olika sätt, se nedan.

För prognosticering av grundvattennivå har man provat sig fram efter flera olika linjer. Eftersom grundvattnet är en del i den hydrologiska cykeln har man i flera fall försökt använda olika hydrologiska parametrar som ingångsdata i beräkningar eller modeller. I andra fall har man analyserat mätdata och utifrån resultaten konstruerat beräkningsformler. Härvid har såväl rent matematiska beräkningar som statistiska metoder kommit till användning.

7.1 Medelvärden och index

På trettiotalet rekommenderade National Resource Committee i USA att man skulle starta ett "Nation-wide program of water level records" (Meinzer & Wenzel, 1936). I samband härmed utarbetade en kommitté inom US Geological Survey en manual för hur man skulle mäta och redovisa grundvattennivån i brunnar. I manualen angavs att varje brunn skulle ha ett eget höjdsystem, vars nollnivå skulle vara 10 fot under vattennivån ett lämpligt datum när det är lågnivå i regionens brunnar. På detta sätt skulle man också kunna tillföra nya brunnar till gruppen, vars höjdsystem fixerades vid lämplig lågnivå.

I den första rapporten enligt programmet (Meinzer & Wenzel, 1936) redovisade S.W. Lohman från Pennsylvania veckomedelvärden för grundvattennivån i ett trettiotal brunnar i tabellform. Medelvärdet är ett vanligt aritmetiskt medelvärde av de uppmätta grundvattennivåerna angivna i respektive brunns höjdsystem. Luckor i mätningarna fylldes

med linjär interpolation för korta perioder. Då mätdata saknades från viss brunn under längre tid uteslöts den ur medelvärdet och tillfördes igen senare på ett sådant sätt att medelvärdet inte påverkades med mer än 0.03 fot/vecka.

I samma rapport redovisade Barksdale från New Jersey medelvärden för 24 grunda och 6 djupa brunnar.

I ett arbete om grundvattnet i Connecticut, USA har Meinzer & Sterns (1929) beräknat ett viktat medelvärde för en regions grundvattennivå. Indata till beräkningen var nivåer i två utvalda brunnar, angivna i fot under respektive brunns högsta vattennivå under observationsperioden. Eftersom regionens jordlager till 90% bestod av sediment och till 10% av morän viktades respektive brunns mätvärde för det aritmetiska medelvärdet.

Vid beräkning av ett representativt medelvärde, ett index, för en större region varnar Merriam (1942) för att ett sådant kan komma att innehålla data från brunnar med helt olika fluktuationsmönster. Han arbetade successivt fram ett index för grundvattennivån. Efter att ha valt ut brunnar beräknade han "the first trial index". Därefter plottade han varje brunns mätvärde mot index i ett x-y-diagram. På så sätt fick han en grov uppfattning om varje brunns "uppförande" i förhållande till medelvärdet. Resultaten blev till en början bara "gunshot diagrams", och första åtgärd var att för hand anpassa en rak linje som samband. Med detta samband "översattes" de individuella mätningarna och en ny medelvärdesserie beräknades, ett nytt index. Denna procedur upprepades ett par gånger för att ge bra sambandskurvor (och index). Merriam noterade att aktiva brunnar (brunnar med stor variationsbredd) påverkade det aritmetiska medelvärdet mycket medan tröga brunnar hade en "dödande" inverkan. Det erhållna indexet är således en form av viktat medelvärde av nivåmätningarna. En av fördelarna med detta index är att brunnar kan läggas till, eller tas ur, utan att nämnvärt påverka detta.

Merriam utnyttjade senare sitt index för beräkning av grundvattnets bidrag till flodavrinningen under olika perioder och samband mellan nederbörd och grundvattnnivå (Merriam, 1945, 1948, 1951). Metoden användes senare i flera delstaters redovisning av grundvattennivådata och användes åtminstone fram till mitten av 1950-talet i Pennsylvania.

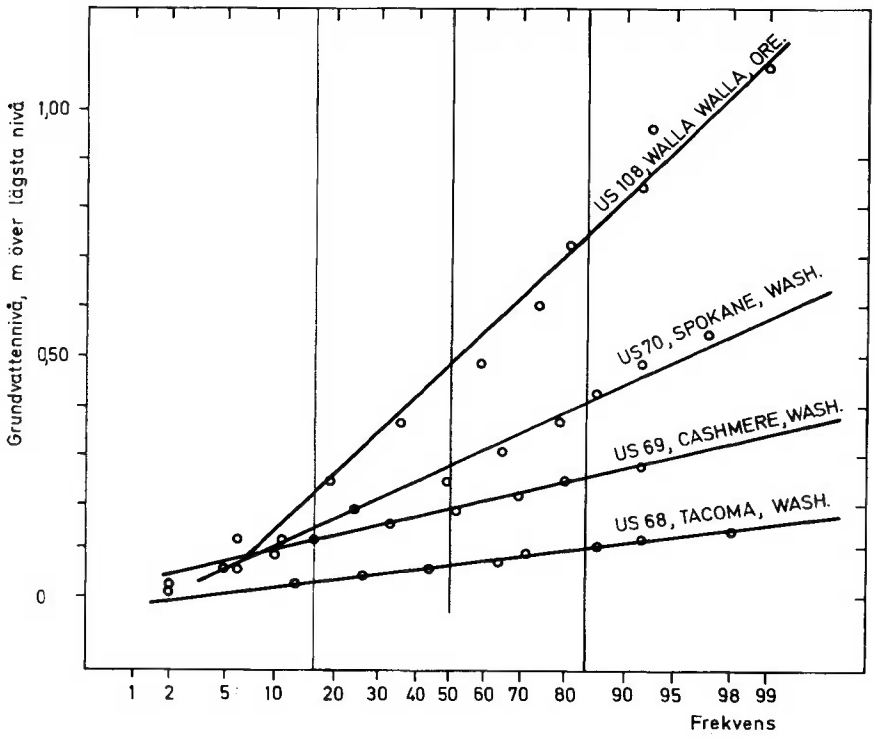
I Sverige har Nilsson (1973) använt en medelvärdemetod för att beräkna grundvattenindex för Stocksholms- och Göteborgsområdena. Vid starten av ett hydrologiskt år (i början av observationsperioden) åsattes grundvattennivån i varje observationsrör indexvärdet noll. Detta innebar att varje rörs vattennivå fick ett eget höjdsystem. Därefter omräknades alla mätningar i resp. höjdsystem. Metoden utformades för datorkörning. För att minimera manuella bearbetningar och kontroller inlades en rutin i datorprogrammet som sorterade bort viss procent extrema värden - detta för att gallra bort stora direkta mätfel. Detta medförde dessutom att data från rör med stor variationsbredd under vissa tider kom att sorteras bort och data från andra rör under andra tider. Därefter beräknades ett medelvärde och detta blev mättillfällets "grundvattenindex". Metoden är känslig för tillförsel eller bortförsel av mätpunkter med olika fluktuationsmönster.

7.2 Statistiska metoder

7.2.1 Plottning

Det är mycket ovanligt i litteraturen att man utfört anpassning av grundvattennivåer till statistiska fördelningsfunktioner. I ett försök att analysera grundvattennivåer och de medelvärdesberäkningar, som utfördes i USA, indelade Huff (1943) mätdata i klassintervall och plottade dessa på normalfördelningspapper, se figur 7.1. Han tog inte ställning till fördelningstypen utan såg tillvägagångssättet som en möjlighet att jämföra brunnars uppförande utan bindning till höjdsystem. Detta skulle ge en

möjlighet till att minska felet i index (Merriam, 1942) vid tillförsel eller borttagande av brunnar i detta.

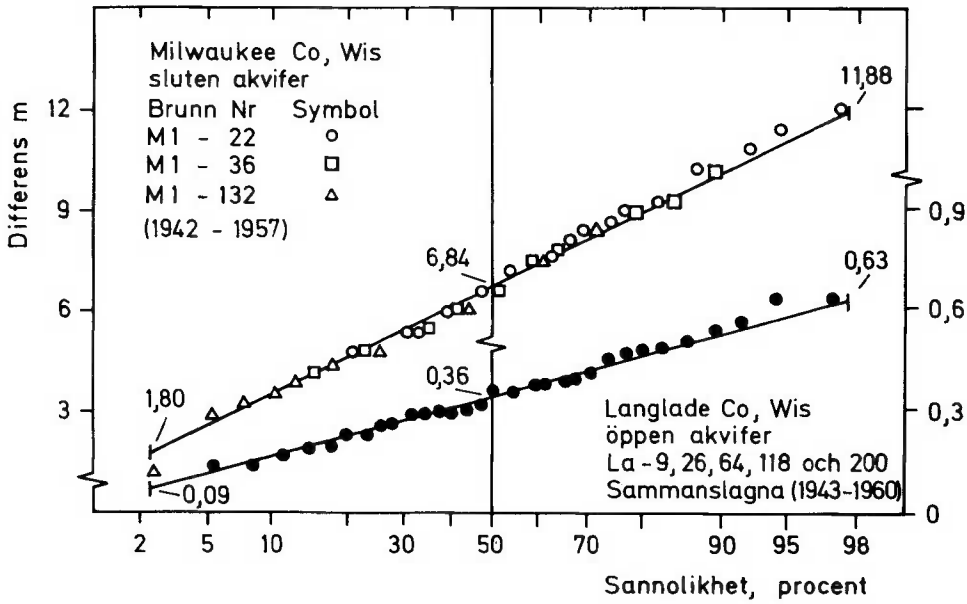


Figur 7.1 Klassindelade grundvattennivåer från 4 brunnar plottade på normalfördelnignspapper (Huff, 1943).

Frequency of water-level occurrence in four observation wells in the USA.

Orsborn (1966) presenterade en analysmetod för bestämning av den lägsta nivå vartill grundvattentrycknivån kan sjunka ett år. Han plottade med Weibulls plottningsformel djupet till grundvattenytan (vår-lågnivå) i ett antal brunnar. I ett diagram redovisades fem brunnar (52 mätvärden) i en öppen akvifer och i ett annat tre brunnar (37 mätvärden) i en sluten akvifer, figur 7.2. Han fann, att plottningspositionerna låg nära en rät linje och såg detta som en indikation på att mätvärdena för vår-lågnivå var normalfördelade. Observeras bör, att han plottade flera brun-

nars nivåer i samma diagram. Därefter plottades differensen mellan vår-minimumnivå och höst-maximumnivå för brunnar i öppen resp. sluten akvifer. Medelvärde och standardavvikelse användes för att upprätta ett 95% konfidensintervall. De aktuella max- och min-nivåerna plottades därefter mot varandra och tillsammans med konfidensintervallet. Detta diagram användes sedan för bestämning av höst/låg-nivåns förväntningsvärde och det intervall vari nivån borde vara med 95% sannolikhet.



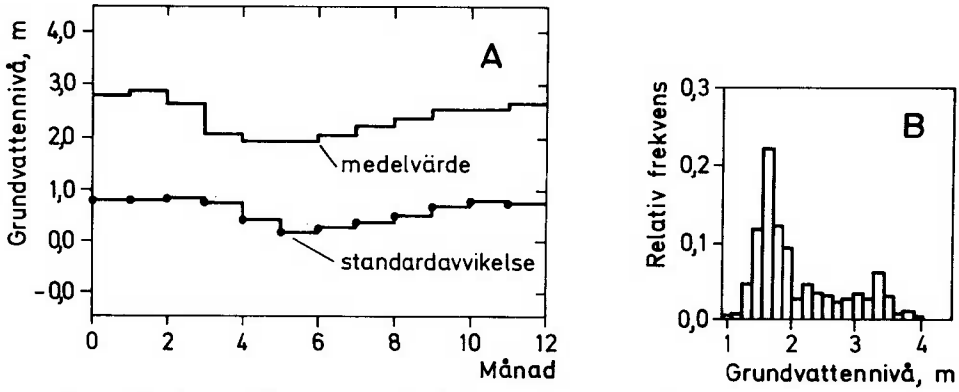
Figur 7.2 Korrelation mellan vår-minimi-nivåer och höst-maximi-nivåer hos grundvattenytan i fem brunnar 1943-1960 i Wisconsin, USA (Orsborn, 1966).

Probability of differences between spring minimum and fall maximum depths to piezometric surface, Wisc., USA.

För 30 års mätdata från en brunn i Ungern utförde Csoma (1968) approximation till gammafördelning av årliga maximi-, medel- och miniminivåer. Dessa jämfördes grafiskt i ett lin-lin-diagram och hon fann att överensstämmelsen var god. Diagrammet har dock dålig upplösning för låga och höga återkomstintervall.

I behandlingen av ca 20 års data från tre brunnar i USA redovisade Rao et al (1975) histogram, månadsmedelvärden och standardavvikelse. De fann att för en opåverkad brunn i Wisconsin var fördelningen mycket skev, se figur 7.3a. En viss variation förelåg hos medelvärde och standardavvikelse under året, figur 7.3b.

Kriz (1972) analyserade en 70 år lång mätserie från Tjeckoslovakien. De veckoliga grundvattennivåernas fördelning åskådliggjorde han i ett histogram (figur 7.4) och med varaktighetsdiagram. Denna fördelning är, okulärt sett, inte nämnvärt skev.



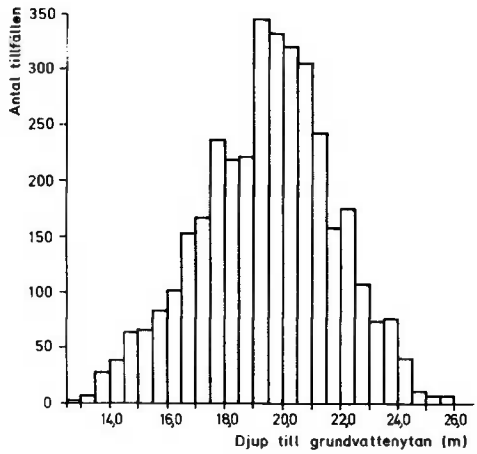
Figur 7.3 Histogram för grundvattennivå.
a) medelvärden och standardavvikelse från månadsmedelvärden av grundvattennivå i en brunn i Wisconsin
b) histogram för månadsmedelvärden av grundvattennivån i samma brunn. (Rao et.al., 1975).

Monthly means, standard deviations and frequency of water levels in a well in Wisconsin, USA.

Réthâti (1983) föreslog att man ska utnyttja Gumbelfördelning för bestämning av höga grundvattennivåer, eftersom den är en extremvärdesfördelning.

7.2.2 Regressionsanalys

Vid regressionsanalys förutsätter man att variablen y är en stokastisk variabel medan man inte ställer några sådana krav på variabeln i högerledet.



Figur 7.4 Histogram över grundvattennivån i en brunn i Tjeckoslovakien (Kriz, 1975)

Histogram of the absolute group frequency of weekly groundwater levels in well No. 12 in Moravia, Czechoslovakia, 1901-1970.

För analys av andra faktorers påverkan på grundvattennivån har regressionsanalys utnyttjats av bl a Lambert (1974). Lambert utnyttjade data från en brunn i Chilgrove i England (se Thomson, 1920) för en "black box" model.

Hallgren & Sandsborg (1968) redovisade trettio års mätningar av grundvattennivån i Uppsalaåsen inom Ultunaområdet. De redovisar månadsmedelvärden för ett antal observationsrör och utförde en regressionsanalys. De fann följande regressionsekvation för grundvattennivåns läge vid en viss tidpunkt (20/12, 20/3, 20/6, 20/9)

$$y = z_o + z_1P_1 + z_2P_2 + z_3P_3 + z_4P_4 + z_5Y \qquad (7\text{-}1)$$

där z_o = en konstant

P_1-P_4 = nederbörden i mm under ovannämnda tremånadersperiod (vinter, vår, sommar, höst)

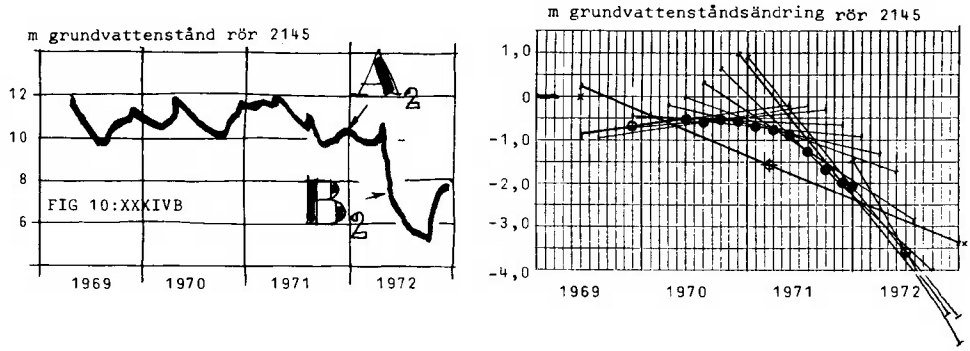
Y = årets nummer i observationsserien

z_1-z_5 = motsvarande partiella regressionskoefficienter

Resultatet av analysen blev att regressionskoefficienterna z_1-z_4 var i fallande storlek bakåt i tiden, dvs nederbördens inverkan på grundvattennivån blev allt mindre ju längre bakåt i tiden nederbörd fallit. z_2 och z_3 (vår, sommar) var överlag låga i jämförelse med z_1 och z_4. Tidsfaktorn Y:s närvaro beror på att grundvattennivån har en tydligt avtagande tendens (akviferen utnyttjas som kommunal vattentäkt). En serie inledande analyser hade föregått ovanstående analys, varvid temperaturens inverkan på grundvattennivån inte kunde påvisas statistiskt.

Med utgångspunkt från en allmän vattenbalansekvation utförde Hodgson (1978) multipel linjär regressionsanalys av grundvattennivåns beroende av nederbörd och pumpning i en stor, men heterogen, akvifer i Sydafrika. Med denna metod kunde grundvattennivån i den påverkade akviferen simuleras sex år i förväg med god precision.

Vid beräkning av urbaniseringens påverkan på grundvattenförhållandena i Botkyrka och Angered utförde Lindskoug & Nilsson (1974) linjär regressionsanalys för "bestämning av långtidsmässiga variationer (trender) genom anpassning av räta linjer" till grundvattennivådata, se figur 7.5.



Figur 7.5 Trendanalys av grundvattennivå i Botkyrka (Lindskoug & Nilsson, 1974).

Water level and water level trends in well 2145 in Botkyrka, Sweden.

I analysen av grundvattennivåer i Sovjetunionen har Zaltsberg (1982a,b) utnyttjat regressionsanalys för samband mellan t ex pre-vår-maximinivå och ett flertal hydrologiska variabler: medelgrundvattennivåer i december föregående år, miniminivå hos grundvattnet föregående år, medeltemperatur dec-jan, dito dec-febr, dito dec-mars, antal dagar med medeltemperatur över noll under dec-febr, dito för dec-mars. Sammanfattat i prognosekvationen

$$y = a + \sum_{1}^{n} b_n x_n \qquad (7\text{-}2)$$

Zaltsberg (1982a) anger att n, antalet variabler, ej bör vara mer än 2 à 3 för observationsserier som är så korta som 15-25 år.

En liknande metod, men utan index, använde Johnsson (1983) för prognos av årligt lägsta grundvattennivå i 23 observationsrör i Grundvattennätet. Stationerna var placerade i isälvsavlagringar, dvs öppna akviferer, med liten variationsbredd. Ingångsdata var en, alternativt två, uppmätta grundvattennivåer under hösten. Försök utfördes också med höstnederbörd och ackumulerad snömängd som variabler men utan förbättrat resultat.

7.2.3 Grafisk sambandsanalys

Ett enkelt sätt att söka samband mellan hydrologiska parametrar är att plotta respektive varabel och se hur de eventuellt samvarierar. Veatch (1906) presenterade ett flertal sådana diagram från New York och kunde visa på flera samband, dock ej i matematisk form.

Rorabough (1956) framställde diagram för prognos av grundvattennivå i brunnar i fluvio-glaciala avlagringar i en dalgång i Ohio, USA. Med grafisk korrelationsanalys isolerades inverkande faktorer, såsom förändringar i grundvattennivå, magasinsförändringar, pumpning, nederbörd, lufttemperatur, avsänkningsförlopp och infiltration av flodvatten. Samband mellan nederbörd, lufttemperatur och

grundvattennivåförändringar framställdes för naturliga förhållanden. Sambanden överfördes därefter till brunnsområden och korrigerades för att finna samband mellan pumpning, magasinförändringar, flodvatteninfiltration och vattennivåer. Det sålunda framtagna diagrammet för en brunn kunde användas för att förutsäga grundvattennivån nio månader i förväg. De nio månaderna innehöll vinterperioden och indata var nederbörden nov-mars, temperaturavvikelse från den normala nov-mars och grundvattennivån visst datum. I prognosen av grundvattennivån i dec 1954 angav Rorabough (1956) 0.30-0.60 cm avsänkning och det blev 0.55 cm.

En liknande infallsvinkel presenterades av Johnsson (1983) för ett antal observationsrör i det svenska grundvattennätet. Han erhöll dock inte bättre utfall i regressionsanalysen med hänsyn tagen till nederbörd än utan.

Denner (1965) undersökte relationerna mellan nederbörd och grundvatten under längre tidsperioder samt möjligheten att förutsäga grundvattennivån med speciell hänsyn till torrperioder. För en öppen akvifer fann han en tidsfördröjning av i medeltal cirka tre månader och kunde därmed förutsäga grundvattennivån tre månader i förväg. Med hjälp av ett nomogram (vintergrundvattennivå, sommargrundvattennivå och nederbörd) beräknade han för en brunn med 49 år lång mätserie (intervall: en vecka) grundvattennivån med ett maximalt fel av 0.36 m tre månader i förväg (variationsbredden under perioden var 1.40 m).

En enkel prognosmetod för grundvattentillgång (baserad på grafisk nivåanalys) har använts av Sveriges Geologiska Undersökning (Nordberg, 1982). Härvid utnyttjades grundvattenytans läge vid "vändpunkten" i april-maj i jämförelse med medelvärdet. Vändpunkten är den tidpunkt då vårhögnivån börjar avsänkas mot sommaren. (Detta förutsätter att områdets grundvatten har lågnivå sommartid.)

7.2.4 Tidsserieanalys

Grundvattennivån varierar med tiden och kan behandlas som en tidsberoende stokastisk variabel, vilket kallas tidsserieanalys. Härtill kan man kanske också föra analyser som baseras på harmoniska funktioner.

Remson & Randolph (1958) tillämpade två statistiska metoder för analys av grundvattennivåserier, dels tidsserieanalys, dels regressionsanalys för samband mellan vattennivå och andra hydrologiska faktorer. Bland olika tidsserie-metoder valde de "kvot-trend"-metoden, vilken de funnit beskriven av Arkin & Colton (1950). Denna metod användes för att separera och klargöra de mest framträdande trenderna. Metoden kan uppdelas i fem steg:

1) bestämning av långtidsuppförandet hos serien genom anpassning till hydrografen

$$s = K_1 + K_2 \ln t \qquad (7\text{-}3)$$

där s = avsänkningen räknat från någon referensnivå
t = tiden från någon starttidpunkt
K_1 och K_2 = konstanter

2) beräknas kvoten mellan observerad grundvattennivå och beräknat "trend"-värde enligt ovan

3) elimineras kvoternas extremvärden med hjälp av en multipelfrekvenstabell och medelvärdeberäknas för kvoterna månadsvis. Dessa månadsmedelvärden får utgöra variationens månadsindex.

4) de olika variationerna i månadsindexen drages från respektive månadskvoter

5) slutligen jämnas denna serie ut med 12-månaders rullande medelvärde. Härvid bortsorteras irreguljära variationer och endast cykliska variationer kvarstår.

I den andra metoden utnyttjades en variant av Theis ekvation för transient flöde vid pumpning. Därefter jämförde man denna med ekvation (7-3) och kunde beräkna transmissivitet och magasinskoefficient för akviferen.

Tidsseriemodeller har också utnyttjats av t ex Kisiel (1969), Eriksson (1970), Jackson et al (1973), Law (1974), Rao et.al. (1975), Zaltsberg (1975) och Yakowitz (1976).

För analys av en lång grundvattenmätserie från Eglfing i Bayern utnyttjade Tison (1965) bl a harmoniska serier. Han utgick härvid ifrån ~~den~~ nederbördens tidsvariation i form av årsnederbörd för att bestämma grundvattennivåns fluktuationer.

Zaltsberg (1977, 1982a) utnyttjade också harmoniska funktioner för att beskriva grundvattennivåvariationer:

$$x_t = \bar{x} + \sum_{1}^{k} A_j \cos\left((2\pi/T_j)t - \phi_j\right) + t_t \qquad (7\text{-}4)$$

där

x_t = den undersökta nivåserien
(t ex årsmedelnivå, extremvärden etc)

$\bar{x}$ = medelvärdet för serien

A_j, T_j, ϕ_j = amplitud, period och initialfasen för varje periodkomponent

k = antalet periodiska komponenter

t_t = restterm

7.3 Matematiska samband och modeller

En tidig metod att finna samband mellan nederbörd och grundvattennivå utgör beräkningen av ackumulerad avvikelse från medelvärdet, se figur 3.1, utvecklad av Leggette (1940, 1942) och Jacob (1943).

7.3.1 Relativ grundvattennivå

För progonosticering av grundvattennivå har man i Sovjetunionen (Semenov & Konoplyantsev (1969) enligt Konoplyantsev, 1970) använt relativa nivåkoefficienten λ:

$$\lambda = (H_{min} - H_i)/(H_{min} - H_{max}) \qquad (7\text{-}5)$$

där

H_{max}, H_{min} = högsta resp lägsta grundvattennivån under observationsperioden

H_i = vattennivån för aktuellt år

Koefficienten λ antar värden mellan 0 och 1. Höga värden är hög grundvattennivå och tvärtom. Koefficienten har använts för att på kartor utskilja regioner med olika relativ vattennivå.

Metoden har också använts i Sverige för att belysa grundvattennivåns relativa läge under åren 1969-1973 (Nordberg & Persson, 1974).

7.3.2 Mönsteranalys

Panu & Unny (1980) tillämpade mönsteranalys för att sammanställa ca 60 års avrinningsdata från tre floder i USA. Av artikeltiteln att döma anser de att analysmetoden också torde vara tillämplig på andra hydrologiska tidsserier. De fann att modellens resultat föll inom ett 95% konfidensintervall för avrinningdata approximerade till Gumbelfördelning. Metoden är utvecklad ytterligare av Unny et al (1981).

En variant av mönsteranalys utgör cluster-analysen, vilken tillämpats av Yakowitz (1976) för att gruppera brunnar med samma egenskaper.

7.3.3 Wiener-Hopfs ekvation

Fukuda (1973) undersökte grundvattennivåfluktuationer i risfält i en dalgång i Japan. Med utgångspunkt från sex

observationspunkter för grundvattennivå kunde djupet till grundvattenytan bestämmas med nederbörden som variabel med Wiener-Hopfs ekvation. (Ekvationens utseende har ej kunnat spåras.) För perioden november-februari var felet 3-12% och för perioden juni-september 12-34%.

7.3.4 Modeller

För öppen akvifer och endimensionellt grundvattenflöde härledde Gottschalk & Nordberg (1977) ett matematiskt uttryck för grundvattennivåförändringen av regn, "en analytisk responsfunktion". Modellen har testats på data från ett flertal referensområden med olika akvifertyper. Bäst resultat syntes erhållas med dagligen ingångsdata på regn och potentiell evapotranspiration. I referensområdet Djurarpsdalen erhölls en responstid av 0.5 månader. Denna responstid sammanfaller med mätintervallet i Grundvattennätet, varför resultatet dock knappast är relevant med tanke på att området ifråga har slutna akviferer. Liknande resultat erhölls för flera andra områden.

Vid SMHI har en begreppsmässig avrinningsmodell, HBV-modellen, utvecklats för prognos av avrinning med ugångspunkt från meteorologiska mätserier (Bergström, 1976). Modellen har senare modifierats för grundvattennivåberäkning i öppna och slutna akviferer (Bergström et al, 1982, Sandberg, 1982, Bergström & Sandberg, 1983). Modellen kalibreras mot några års mätdata och ger därefter god överensstämmelse mellan beräkning och verklighet.

7.4 En anläggningsanpassad beräkningsrutin

Normerna för avloppsssystem i staten Massachusetts, USA, kräver att högsta grundvattennivån skall vara minst 1.20 m under en infiltrationsbädd. Frimpter (1980a,b) har utformat ett arbetsschema för hur man bestämmer högsta sannolika grundvattenytan på en plats för sådant system. Med schemat kan högsta grundvattennivån bestämmas med utgångspunkt från en grundvattennivåmätning på lokalen ifråga.

Han anger att en uppskattning av sannolikt högsta grundvattennivå på platsen ifråga kan beräknas under antagandet att grundvattennivåns fluktuationer där är direkt korrelerbara med grundvattennivåfluktuationerna i en utvald observationsbrunn, kallad indexbrunn. Matematiskt uttryckt:

$$\frac{S_c - S_h}{OW_c - OW_{max}} = \frac{S_r}{OW_r} \qquad (7\text{-}6)$$

där

S_c = uppmätt djup till grundvattenytan på platsen ifråga,

S_h = uppskattat djup till sannolikt högsta grundvattennivån,

OW_c = uppmätt djup till grundvattenytan i den utvalda indexbrunnen

OW_{max} = djup till högsta observerade grundvattennivå i indexbrunnen

S_r = högsta grundvattennivå under året i det område inom vilket platsen är belägen (anges på zon-kartan)

OW_r = högsta grundvattennivån under året i indexbrunnen

Frimpter (1980a) uppdelade regionen i nio delområden med var sin indexbrunn. Han uteslöt områden med avvikande geohydrologiska egenskaper. Indelningen baserades på geografisk närhet, geohydrologiska egenskaper, belägenhet i förhållande till hydrologiska gränser och korrelation under 1.5 år mellan 146 brunnar med kort observationstid och 13 brunnar med lång observationstid. (Indexbrunnarna valdes bland de 13 brunnarna med lång observationstid.) Indexbrunnarnas data tabellerades därefter i justerad form för att direkt kunna insättas i ekvationen. En kontrollberäkning för 49 observationsbrunnar gav värden som i 92% av fallen var lägre än de beräknade. Högsta överskridande var 23 cm och 90% av de beräknade värdena var 70 cm över högsta nivån under den 2.5 år långa beräkningsperioden.

7.5 Mätintervall

För att erhålla goda och utnyttjbara grundvattennivåmätserier är det nödvändigt att mäta länge och tillräckligt ofta.

"It should be emphasized that ground water observations, regardless of the purpose for which they are made, are not directly translatable into useful information, but are only of value when observed over a period of time sufficient to build up a background from which conclusions may be drawn. Do not wait until the need arises and then expect in a short time to get results. ..... establish at least some program of observation so that the trends over a period of years can become sufficiently well defined to be of value. It was ten years from the time that observations first began in Pennsylvania until anything of practical value was obtained." (Merriam, 1945).

Detta innebär att de regelbundna mätningarna med tiden drar stora kostnader. Av den hydrologiska cykelns olika parametrar är grundvattenmätserierna korta i jämförelse med avrinnings- och nederbördsmätningar. De kortare grundvattenserierna är dock mest ett resultat av att man inte haft grundvatten så "nära sig" som t ex nederbörd och avrinning.

Tidsintervallet mellan mätningarna av grundvattennivå resp -trycknivå bestäms av ekonomiska resurser eftersom det är kostsamt att regelbundet åka omkring och mäta i observationsrör. Kontinuerligt registrerande instrument vore att föredra i detta avseende, men de har dock nackdelen att vara dyra i inköp och dessutom fordrar de regelbunden tillsyn för att fungera tillfredsställande. De manuella mätningarna är vanligast förekommande eftersom man därvid ej behöver investera i kostbara instrument i inledningsskedet. Detta innebär att tillgången på grundvattennivåmätserier är ganska begränsad och intervallen i mätserierna är olika.

Brown et al (1972) anger att vid uppstartning av mätningar i okända regioner bör man i öppen akvifer mäta 10 ggr och i sluten akvifer 5 ggr per månad. Vid snösmältning i områden med ringa djup till grundvattenytan eller med snabba grundvattennivåförändringar rekommenderas kortare tidsintervall.

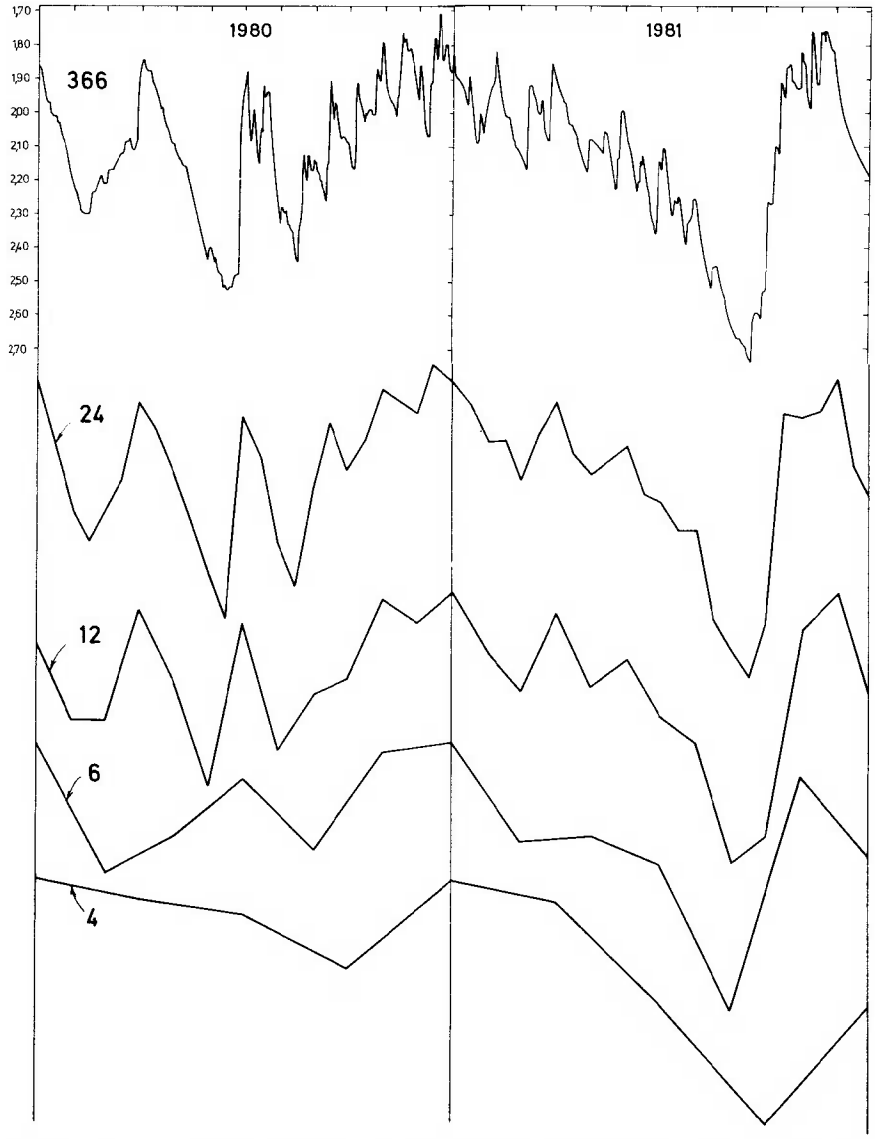
För upprättande av kartor med nivåkurvor för grundvattennivån har Peters (1972) angett riktvärden för olika förhållanden.

7.5.1 Reducering av mättillfällen

Brown et al (1972) anger att man kan förlänga mätintervallet efter analys av de uppritade resultaten, men inte efter vilka principer detta skall ske.

Eftersom de manuella mätningarna är kostsamma kan alltför täta mättillfällen ifrågasättas. Ett exempel på analys av erforderligt mätintervall utfördes av Tasker & Guswa (1978). De fann att grundvattennivåfluktuationerna i glaciala avlagringar i Cape Cod, Mass., USA, kunde approximeras till en harmonisk serie. Med sex mättillfällen per år kunde de ange grundvattennivån vid godtycklig tidpunkt under året med ett standardfel av 0.06 m.

Dyhr-Nielsen (1972) presenterade en metod för kvantitativ beräkning av informationsförluster vid uppskattning av parametrarna för en kontinuerlig stokastisk process med utgångspunkt från intermittenta data. Han uppdelade insamlade mätvärdens kvalitet i tre grupper, a) mätdata med jämna tidsintervall, b) medelvärden över viss tidsperiod, c) kvantifiering av variabeln genom tilldelning till klassintervall. Tillämpningen innebär en form av tidsserieanalys och tillämpades på avrinningsdata från Davidson River i N.Carolina. Resultatet presenterades bl a i form av tabeller för extremvärden och varaktighet.



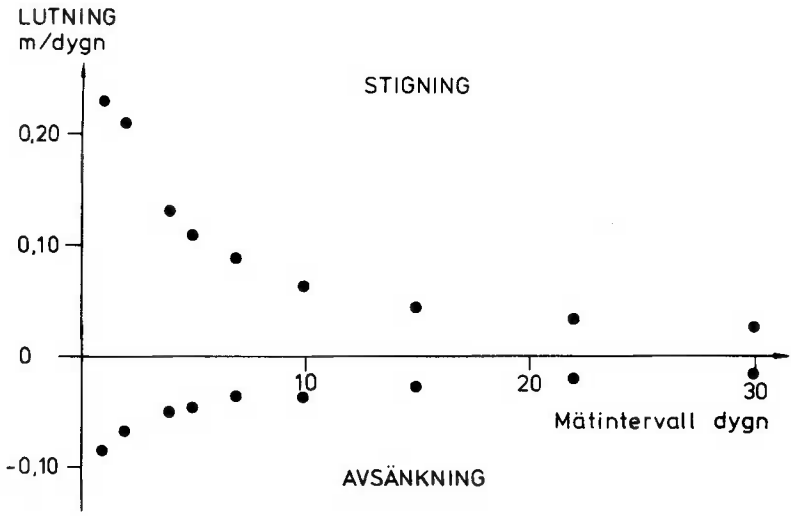
Figur 7.6 Jämförelse mellan kontinuerlig registrering och fiktiva intermittenta mätningar med olika intervall. På varje kurva är angivet antalet mätningar per år.

The result of increasing the interval between water level measurements. Total number of measurements per year is indicated for each curve.

En jämförelse mellan kontinuerliga och intermittenta mätningar i rör 5202 redovisas i figur 7.6. Av denna framgår,

att de intermittenta mätningarna ger en grov bild av grundvattennivåns variationer om mätintervallet inte är alltför långt.

Av figuren framgår också, att en utglesning av mättillfällena ger till resultat en utjämning av kurvan och därmed också en minskning av dess variationsbredd. De variationer som förekommer mellan mättillfällena blir inte representerade i kurvan utom i de fall de är långvariga. Lutningen hos grundvattennivåkurvans delar avtar snabbt med mätintervallets längd, ju längre mätintervall desto flackare "kurva", se figur 7.7.

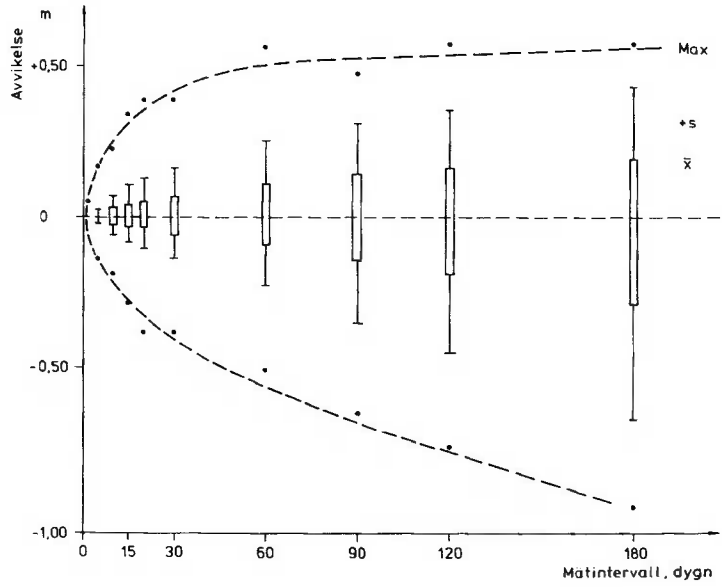


Figur 7.7 Samband mellan mätintervall och lutning hos den erhållna grundvattennivåbilden vid simulerade intermittenta mätningar i rör 5202 perioden april 1979 - maj 1982.

Relationship between the measurement interval and water level 'slopes' from simulated measurements in well 5202.

En enkel jämförelse mellan mätintervallets längd och mellanliggande variationer har utförts för rören 5202 och U4 under perioden april 1979 - december 1983. Från de kontinuerliga registreringarna har grundvattennivån kl 12 varje dag sammanställts till en mätserie för varje rör. Ur de

dagliga värdena har mätvärden med visst intervall, t ex 10 dagar, uttagits. Därefter har mellanliggande större och mindre mätvärden jämförts med intervallets ändvärden och avvikelserna beräknats. Sammanställning av resultaten från rör 5202 redovisas i figur 7.8. Resultaten för rör U4 är i stort desamma. I figuren anges maximal förekommen avvikelse hos grundvattennivån i perioden mellan två (fiktiva) mätningar uppåt och nedåt, avvikelsernas medelvärde och standardavvikelsen. De olika mätintervallen har utförts med rullande start vilket innebär att med mätintervallet 30 dagar erhålles 1687 cykler av 1717 dagars serie. Medelvärdena har beräknats med detta antal, t ex 1687, som totalt antal utfall. Det är påfallande hur snabbt noggrannheten i data från respektive mätintervall förlorar i betydelse. Detta skall naturligtvis vägas mot dessa rörs variationsmönster, variationsbredd - och kostnaderna för insamling av datamängden.



Figur 7.8 Förlust i information om grundvattennivåns variationer vid utglesning av mättillfällen beräknat med utgångspunkt från kontinuerliga registreringar i rör 5202 april 1979 - december 1983.

Information loss concerning water level changes when the interval between readings is increased.

Det framgår av figur 7.8 att förlusterna i information om låga nivåer är något större än om höga vid mycket långa mätintervall. Detta beror av att sommarlågnivåerna har relativt kort varaktighet. I tabell 7.1 har resultaten av dessa beräkningar för mätintervall kortare än tre veckor redovisats. Härav framgår att maximala avvikelsen snabbt stiger till ca 15 cm (n=4 à 5) medan medelvärdet för avvikelserna är låga betydligt längre (n=12 à 15). Det vanligt förekommande mätintervallet 15 dygn har medelvärdet 3.8 cm uppåt och 2.7 cm nedåt med standardavvikelsen 6.6 cm resp 5.1 cm. Dessa avvikelser är 2.3% resp 1.6% av vattennivåns variationsbredd i detta rör (5202) under observationsperioden 1970-1983.

Tabell 7.1 Differenser mellan reella grundvattennivåer och uppmätta vid simulerade förlängning av mätintervallet (rådata: dagliga nivåer i 5202 perioden april 1979 - december 1983).

Differences between real readings of water levels in well 5202 and simulated readings with different interval lengths.

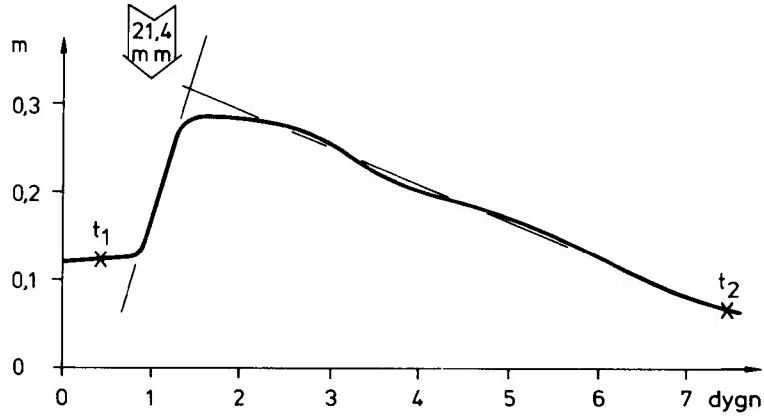
n = mätintervallets längd, dygn (days between readings)
M^+ = största avvikelse uppåt, 10^{-2}m (greatest difference upwards)
$\bar{m}^+$ = avvikelsens medelvärde, 10^{-2}m (mean of differences upwards)
s^+ = standardavvikelse för $\bar{m}^+$ (standard deviation for $\bar{m}^+$)
M^- = största avvikelse nedåt, 10^{-2}m(greatest difference downwards)
$\bar{m}^-$ = avvikelsens medelvärde (mean of differences downwards)
s^- = standardavvikelse för $\bar{m}^-$ (standard deviation for $\bar{m}^-$)

n	M^+	$\bar{m}^+$	s^+	M^-	$\bar{m}^-$	s^-
2	5.0	0.1	0.5	4.0	0.1	0.4
3	11.0	0.3	1.1	8.0	0.2	0.8
4	16.5	0.6	1.7	8.5	0.4	1.2
5	16.5	0.8	2.3	14.5	0.6	1.6
6	16.5	1.1	2.7	17.0	0.8	2.0
7	17.0	1.4	3.2	14.5	1.0	2.3
8	20.0	1.7	3.7	15.5	1.2	2.7
9	22.0	2.0	4.2	16.5	1.5	3.1
10	22.5	2.4	4.7	19.0	1.7	3.5
12	27	2.9	5.5	22.5	2.1	4.1
15	34	3.8	6.6	29	2.7	5.1
20	38	5.0	8.2	38	3.7	6.4

7.5.2 Beräkning av avvikelsen mellan mättillfällen

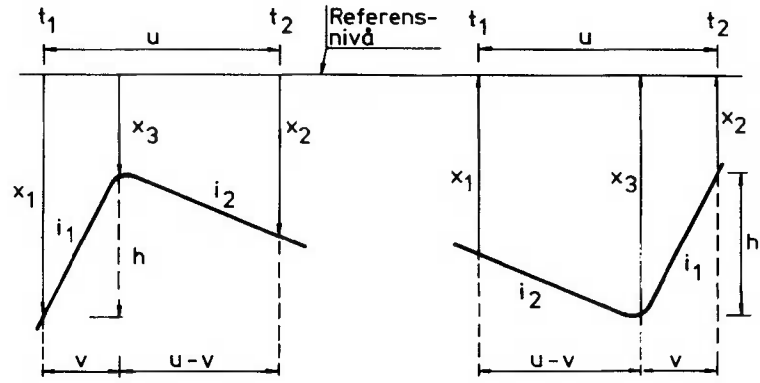
Grundvattennivåns variationsbild skulle kunna beskrivas med en polynomfunktion satisfierad av varje observation. Bestämning av nivåer mellan observationstidpunkterna skulle i så fall kunna utföras med någon interpolationsmetod, t ex Newtons allmänna interpolationsformel. Denna innehåller polynomfunktionens andraderivata och resultatet är mycket starkt beroende av derivatans storlek. I variationsbilden i figur 7.9 är kurvans krökning (andraderivatan) vid t ex stigningens början stor, vilken medför att resultatet blir beroende av hur noggrant denna krökning kan fastställas. Det innebär i sin tur att det kan bli stora fel i slutresultatet om denna krökningsbestämning blir något fel. Eftersom det dels är svårt att fastställa ett polynom med tillräcklig noggrannhet och det är svårt att bestämma krökningen, andragradsderivatan, har en enklare beräkningsmetod utformats.

Ett exempel på grundvattennivåns variationsförlopp mellan två mättillfällen, $t=t_1$ och $t=t_2$ anges i figur 7.9. Under mellantiden har grundvattennivån hunnit både stiga och sjunka utan att detta i större grad framgår i mätresultaten.



Figur 7.9 Verkligt förlopp i grundvattennivåns variation mellan två tänkta mättillfällen, t_1 och t_2. Ett regn har fallit strax efter den första mätningen och vattennivån i röret steg 16 cm inom ett dygn.

Real water level fluctuation between two readings t_1 and t_2.



Figur 7.10 Schematisering av tänkbara förlopp i grundvattennivåns variation mellan två mättillfällen.

Schematic water level fluctuation between two readings.

Störst avvikelse kan förekomma om t_1 är vid stigningens början och t_2 vid recessionens "slut". Förloppet har schematiserats i figur 7.10 med de två möjligheterna stigning-avsänkning och avsänkning-stigning mellan mättillfällena. Den brantaste delen, stigningsdelen, har lutningen i_1 och recessionsdelen i_2. Vardera delen approximeras till räta linjer och fluktuationsbilden kan förenklas till en triangulär figur. Med i figuren angivna mått erhålles

$$i_1 = h/v \qquad (7\text{-}7)$$

$$i_2 = (h - (x_1 - x_2))/(u - v) \qquad (7\text{-}8)$$

$$x_3 = x_1 - h \qquad (7\text{-}9)$$

efter eliminering av v och h erhålles

$$x_3^H = x_1 - (u + (x_1 - x_2)/i_2)\Big/(1/i_1 + 1/i_2) \qquad (7\text{-}10a)$$

Om figuren vore omvänd, dvs avsänkning först och stigning sedan erhålles

$$x_3^L = x_2 + (u + (x_1 - x_2)/i_2)/(1/i_1 + 1/i_2) \quad (7\text{-}10b)$$

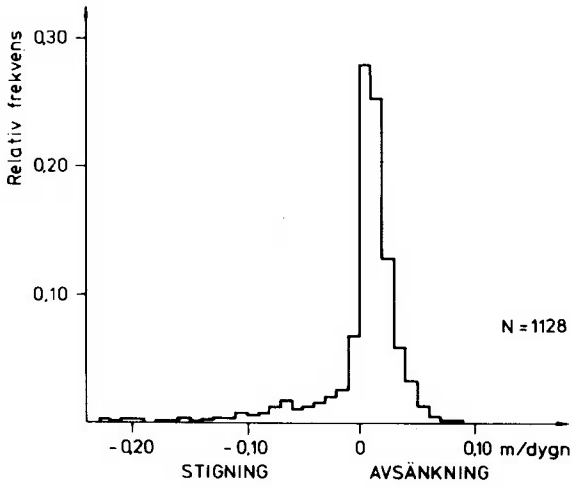
Faktorn x_3 är den högsta respektive lägsta nivå vartill grundvattennivån skulle kunnat stiga resp sjunka under tidsperioden mellan två mätningar.

Ur variationsbilden för rör U4 och 5202 framgår att lutningarna i_1 och i_2 kan vara ganska branta. För rör U4 uppmättes t ex under första halvan av augusti 1981 en avsänkning av 54.5 cm under 15 dygn, vilket är ca 3.5 cm/dygn i medeltal.

Den snabbaste grundvattennivåhöjningen i rör U4 inträffade i juni 1980 och var 27 cm under ett dygn. Under en 15-dagars period var stigningen 79 cm vid samma tid. Vid sämsta tänkbara förhållanden skulle det mellan två resultatmässigt lika mätningar i U4, med normalt mätintervall 2 ggr/månad, kunna förekomma en grundvattennivå som är 32 cm högre eller lägre än den uppmätta. Detta är naturligtvis ett extremfall, men det belyser vilka variationer som kan förekomma i extrema fall mellan två mättillfällen. (Under 4.5 års observationstid har grundvattennivån i rör U4 haft en variationsbredd av 169 cm.)

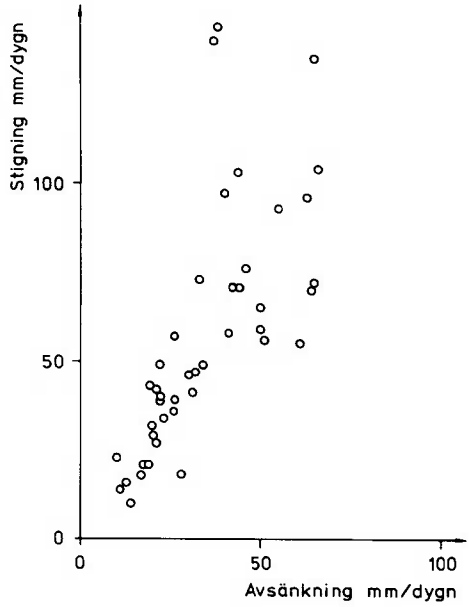
En statistisk behandling av mätmaterialet från rör 5202 visar att merparten av differenserna i grundvattennivå mellan två efterföljande dagar är mycket små, se figur 7.11.

Motsvarande bearbetning av data från Grundvattennätets områden Sandsjöbacka, Harestad, Härskogen och Djurarpsdalen ger de maximala stigningar och avsänkingar som har förekommit under observationsperioden fram till 1982, se figur 7.12.



Figur 7.11 Fördelningen av stigningars och avsänkningars storlek per dygn under perioden april 1979 - maj 1982 i rör 5202.

Frequency of the rates for increase and decrease of water levels in well 5202 April 1979 - May 1982.



Figur 7.12 Maximal stigning/avsänkning i alla rör i områdena 13, 52, 53 och 54 under respektive observationsperiod fram till 1982.

Maximum water level increase/decrease for the total observations from wells of areas 13, 52, 53 and 54. Measurements twice a month.

Förenkling av formeln (7-10) 7-10a, b

De båda uttrycken ~~(9-5a och b)~~ innehåller stigningshastigheten och avsänkningshastigheten hos grundvattennivån. Om man ser till den allmänna variationsbilden, figur 7.9, observeras hur grundvattennivån stiger brant under kort tid medan avsänkningen är mera långsam och pågår under längre tid. Det förefaller därmed vara en lämplig förenkling av ekvationerna (7-10) att antaga att stigning sker momentant ($i_1 \to \infty$). Detta ger en avsevärd förenkling:

$$x_3^H = x_2 - i_2 u \qquad (7\text{-}11a)$$

$$x_3^L = x_1 + i_2 u \qquad (7\text{-}11b)$$

Med en godtycklig skillnad mellan mätvärden x_1 och x_2 erhålles största möjliga avvikelse mellan två mättillfällen som andra term i uttrycket

$$x_3 = (x_1 + x_2)/2 + (u i_2)/2 \qquad (7\text{-}12)$$

I formeln (7-12) utgör faktorn i_2 en osäkerhetsfaktor i så måtto att den inte är konstant för något rör eftersom lutningen hos recessionskurvan varierar. En sammanställning ur nivåkurvan för rör 5202 (figur 5.7) av 31 perioder med någorlunda jämn avsänkning under en vecka eller mer gav medelvärdet 3.0 cm/dygn, standardavvikelsen 1.23 samt maximilutningen 5.64 cm/dygn. Eftersom de brantaste avsänkningarna har begränsad varaktighet kan medelvärdet vara brukbart i det följande för faktorn i_2. Vid normalt utnyttjat mätintervall (två mättillfällen per månad) erhålles ett förväntat "normalfel" i det erhållna resultatet av mätningar i rör 5202: $\pm$ (15x 3.00)/2 = $\pm$22.5 cm

Detta är något större än de maximala felen i de erfarenhetsvärden som uttagits ur de kontinuerliga mätningarna, figur 7.7. För de längre mätperioderna är avvikelse mellan ovanstående formelvärden och erfarenhetsvärdena stora. Detta beror främst på att det sällan förekommer långa recessionsdelar, eftersom klimatet vanligen innehåller ganska korta regnfria perioder.

8. ANALYS AV LÅNGA MÄTSERIERS EXTREMVÄRDEN

De svenska referensområdena har funnits ganska kort tid, de i Göteborgsområdet sedan 1970-71. I akt och mening att få en möjlighet att "förlänga" referensserien har ett antal längre grundvattennivåmätserier analyserats.

8.1 Utnyttjade extremvärdeserier

Två typer av extremvärdeserier kan särskiljas, nämligen serier med årliga extremvärden och överskridelseserier.

8.1.1 Årliga extremvärden

Den årliga maximinivån är den högsta och den årliga miniminivån den lägsta uppmätta nivån under ett hydrologiskt år. Användandet av endast en högnivå per år kan ifrågasättas eftersom den näst högsta nivån under ett år kanske är mycket större än högsta nivån under många andra år. Detta resonemang förs allmänt för vattenföring, men torde vara relevant även för grundvattennivåer. Motsvarande gäller för den årligt lägsta nivån.

8.1.2 Överskridelse-serier

Genom att utnyttja alla högnivåer över någon bestämd nivå, kan man komma ifrån invändningen emot att bara använda en högsta nivå per hydrologiskt år. Man brukar använda det lägsta maximivärdet som basvärde i denna överskridelse-serie.

En invändning emot användandet av överskridelse-serier är att maximivärdena troligen inte är oberoende händelser. På varandra följande maximinivåer kan vara ett och samma högvattentillfälle. I avrinningsanalys måste det vara minst två dygn mellan två högvatten för att de ska kunna användas i beräkningarna (Dalrympl, 1960).

8.1.3 Val av serietyp för analys

Två typer av extremvärdesserier kan således vara aktuella. Tillgängliga mätserier av grundvattennivåer är till övervägande delen icke-kontinuerliga mätningar med, i Sverige, mestadels ca två veckors mätintervall. De längsta mätserierna i Grundvattennätet är ca 25 år med ca 24 mätvärden per år enligt ovan. Vid uttag av extremvärden ur dessa, de längsta serierna, erhålles ca 25 maximi- och 25 minimivärden. Med mätintervallet två veckor måste det således vara absolut minst fyra veckor mellan två på varandra följande toppar för att de ska kunna urskiljas. Detta är visserligen en ganska lång tid jämfört med de kontinuerliga avrinningsvärdenas 48 timmar, men grundvattennivåer med normal fluktuationsbild är troligen i större utsträckning än avrinningen beroende av föregående högnivåer. Det har av författaren därför bedömts vara föga meningsfullt att bearbeta de intermittenta grundvattennivåmätserierna i avseende på överskridelseserier.

8.1.4 Analyserade mätserier

Ur Grundvattennätets databank har 12 observationsserier, främst från södra Sverige, uttagits för analys av extremvärden, se tabell 8.1. Dessa serier är från rör drivna i jord. Några svenska serier från brunnar i berg har inte utnyttjats, eftersom det i första hand har varit aktuellt att analysera grundvattennivåer i jordlager.

Ur de utvalda svenska mätserierna har extremvärdena uttagits manuellt ur datorritade diagram (från Grundvattennätet). Först har minimivärdena uttagits per kalenderår. Det hydrologiska året börjar/slutar då magasineringen i yt- och grundvatten är minimalt. Eftersom det varit aktuellt att bara studera grundvattennivåer har grundvattennivåns lägsta årliga värde antagits vara relevant som begränsning för det hydrologiska året. Detta årliga minimivärde uppträder i de serier som här är aktuella under sensommaren eller hösten, dvs i närheten av det datum som allmänt an-

Tabell 8.1 Utnyttjade svenska längre observationsserier. Data från Nordberg & Persson, 1974a och Grundvattennätet, 1979.

Swedish data of long observation series. Data from Nordberg & Persson, 1974 and Grundvattennätet, 1979.

Nr	Område	Akvifer-typ	Utnyttjad mätperiod	Brunnsdjup m
301	Kristianstad	öppen	1963 - 1982	2
501	Emmaboda	"	1962 - 1981	3
504	"	"	1962 - 1981	4
610	Nybroåsen	"	1962 - 1980	12
1302	Djurarpsdalen	sluten	1959 - 1982	24
1303	"	"	1959 - 1982	16
1304	"	"	1959 - 1982	25
1305	"	"	1959 - 1982	26
3901	Abisko	öppen	1955 - 1982	10
7211	Ronneby	sluten	1953 - 1978	
7213	"	öppen	1953 - 1978	
7218	"	sluten	1953 - 1978	

ses vara gräns för det hydrologiska året i landet. På detta sätt får visserligen de hydrologiska åren olika längd, vilket dock inte har någon betydelse. Därefter har maximinivåer uttagits inom varje sådant hydrologiskt "år". Vid den manuella avläsningen ur diagrammen har det i några enstaka fall varit svårt att avläsa exakt nivå. Det fel som därför kan finnas i dessa uttagna rådata är dock mycket litet - uppskattningsvis kan felet vara 1 cm. Dessa fel har inte justerats mot datorns sifferbank, eftersom de inte har någon nämnvärd inverkan på den fortsatta analysen.

Det stod snart klart att dessa svenska mätserier är väl korta och eftersökning av längre utländska serier gav så småningom följande komplement.

Från Tjeckoslovakien rapporterade Kriz (1971, 1972) om en brunn vid Brno i kalksten med en 70 år lång mätserie. Ur

hans tabell har maximi- och miniminivåer hämtats, vilka är angivna per hydrologiskt år. Grundvattennivån i denna brunn har årsvariation snarlik de svenska seriernas, se figur 8.1.

Denner (1965) redovisade ett diagram från en brunn i Fuhrberg, Niedersachsen. Brunnen är borrad i glacifluvium och mätdata omfattar 49 år med månatliga värden. Ur det publicerade diagrammet har extremvärdena uttagits manuellt per hydrologiskt år. Härvid har smärre avläsningsfel ej kunnat undvikas, men de saknar betydelse för den fortsatta bearbetningen. Även i denna brunn har grundvattennivån ett fluktuationsmönster likt de svenska seriernas, se figur 8.2.

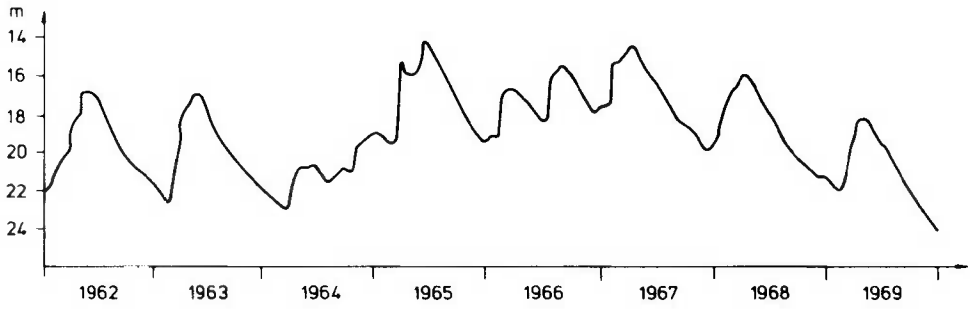
Tabell 8.2 Data för de fem utländska brunnar som utnyttjats.

Data for the five foreign wells that have been used.

Beteckn.	Land	Geologi	Brunnsdjup	Mätser. längd
1. Brno	Tjeckosl.	kalksten	>26.02 m	70 år
2. Fuhrberg	Västtyskl.	glacifluv.	5.2	49
3. Essex	USA	glacifluv.	19.2	42
4. Roscommon	USA	glacifluv.	3.0	40
5. Chilgrove	England	kalksten	75.3	> 120

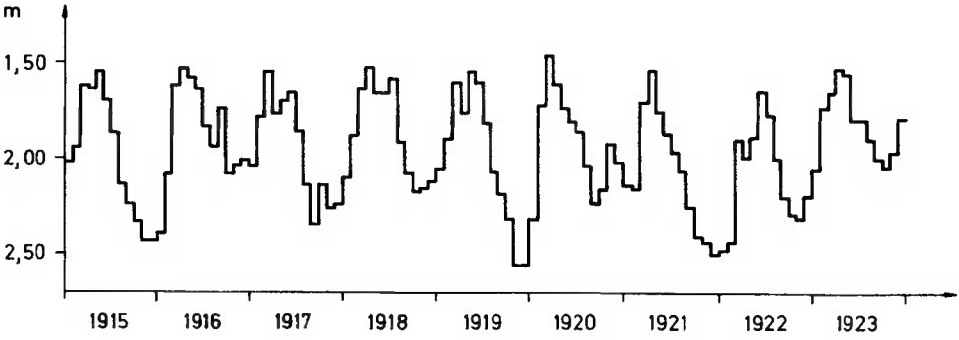
I USA finns en mängd brunnsdata rapporterade i Water Supply Papers från US Geological Survey. Ur detta material har två brunnar med olika fluktuationsmönster utvalts: en brunn i Roscommon County, Michigan och en brunn i Essex County, New Jersey. Båda brunnarna är placerade i glacifluvium. Roscommon är beläget i inlandet nära de stora sjöarna medan Essex ligger nära östkusten. Vattennivån i de båda brunnarna varierar oregelbundet, se figur 8.3 och 8.4, varför extremvärdena uttagits per kalenderår.

Långt om länge lyckades efterforskningen efter data från den brunn som har en av världens längsta mätserier, brunnen i Chilgrove i West Sussex, England. Denna brunn är borrad i kalksten, är 251 fot (75.3 m) djup och vattennivån har uppmätts sedan 1836. Data har publicerats av Thomson 1920, 1938 och 1956. Brunnens vattenyta har snarlik variationbild som de svenska, se figur 8.5. Data är tabellerade som månadsvärden och uppritade, varför maximi- och minimivärden kunnat uttagas på samma sätt som ur de svenska serierna. Brunnen har bräddat vid ett tillfälle; i december 1852.



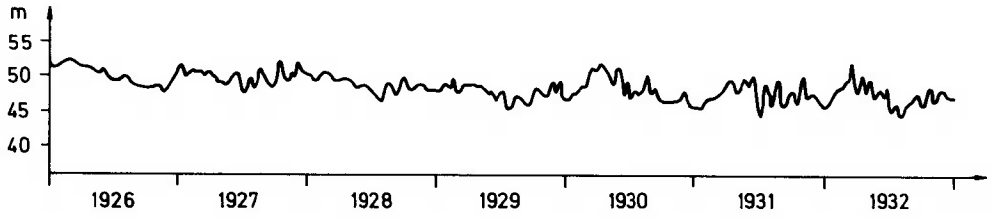
Figur 8.1 Utsnitt av grundvattennivåns variation i "brunn 12" i Tjeckoslovakien (Kriz, 1972).

Example of the groundwater level variation in "well 12" in Czechoslovakia.



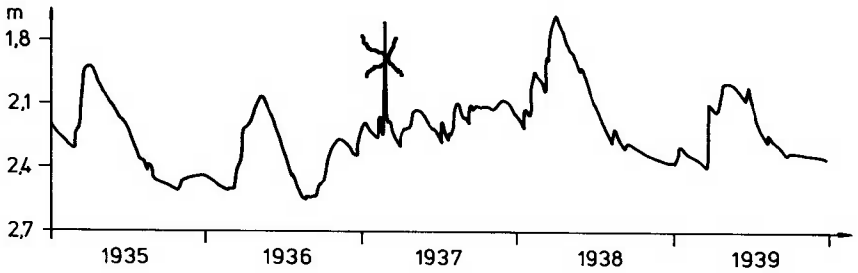
Figur 8.2 Utsnitt av grundvattennivåns variation i en brunn i Fuhrberg, Niedersachsen, Västtyskland (Denner, 1965).

Example of groundwater level variations in a well in Fuhrberg, Niedersachsen, West-Germany.



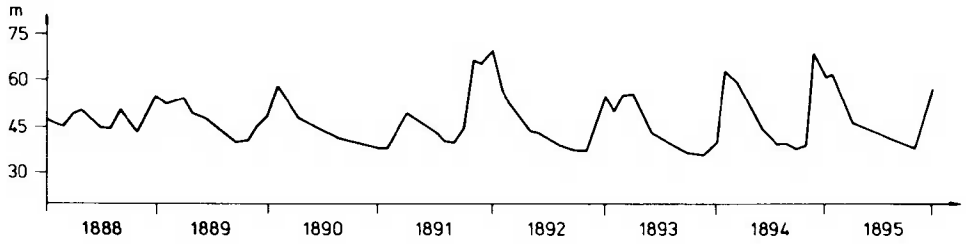
Figur 8.3 Utsnitt av grundvattennivåns variation i brunn nr 25.15.7.5.9, Essex County, New Jersey, USA (USGS WSP).

Example of groundwater level variations in well 25.15.7.5.9, Essex County, New Jersey, USA.



Figur 8.4 Utsnitt av grundvattennivåns variation i brunn RoHg1 i Roscommon County, Mich, USA (USGS WSP886).

Example of groundwater level variations in well No RoHg1 in Roscommon County, Mich., USA.



Figur 8.5 Utsnitt av grundvattennivåns variation i en brunn i Chilgrove, West Sussex, England (Thomson, 1920).

Example of groundwater level variations in a well in Chilgrove, West Sussex, England.

8.2 Plottning av extremvärdesserierna

I inledningsskedet plottades elva svenska seriers extremvärden med Weibuls plottningsformel på sannolikhetspapper avpassat för respektive fördelningsfunktion (Svensson & Sällfors, 1982). Exempel på dessa plottningar redovisas i figur 8.6 för maximiserien från observationsröret 301 i Kristianstad.

I denna figur är extremvärdena normaliserade mot variationsbredden under hela observationsperioden.

$$z_j = \frac{x_i}{x_{max} - x_{min}} = \frac{x_i}{R} \qquad (8\text{-}1)$$

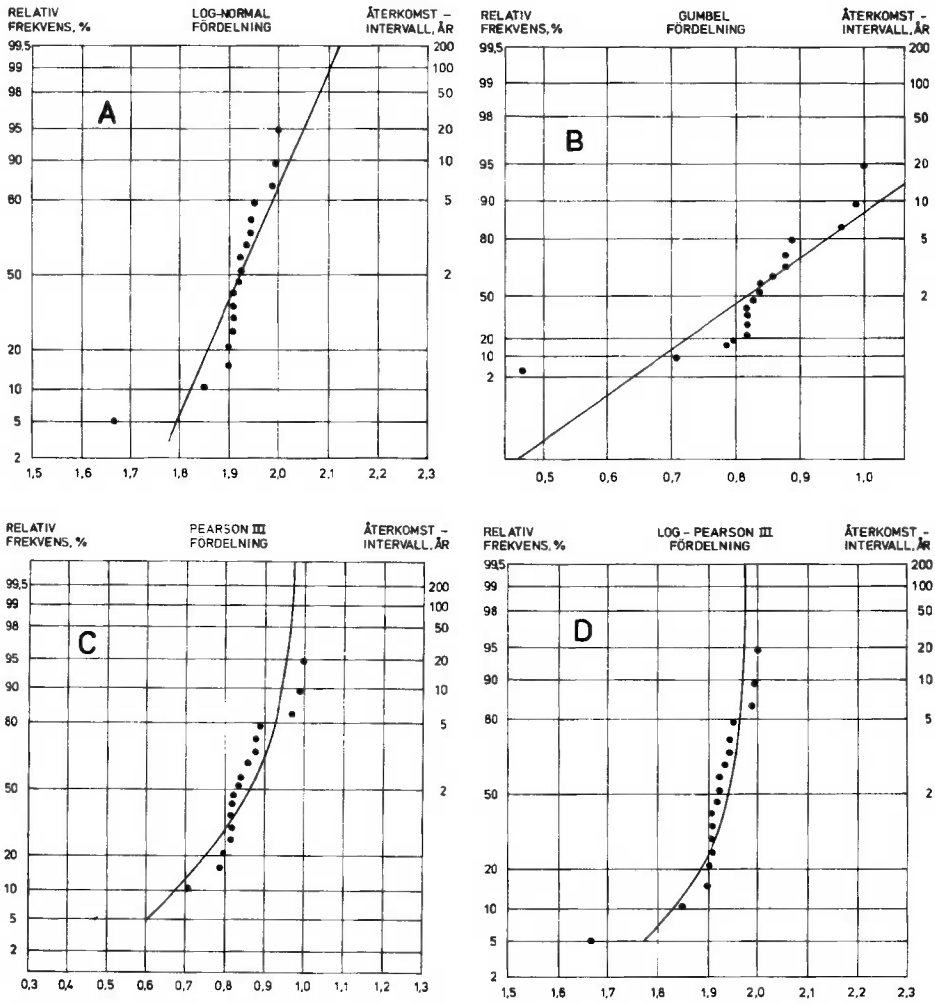
Detta var ett första försök att undvika influens av relativa nivåer. Det var dock inte helt välbetänkt, eftersom variationsbredden är ett sämre statistiskt mått än medelvärde och standardavvikelse. Detta belyses i figur 8.7, vari variationskoefficienten C_v har plottats mot variationsbredden R för de långa extremvärdesserierna. Det föreligger, av denna figur att döma, ej något samband mellan C_v och R.

I de fortsatta analyserna har extremvärdena standardiserats genom att avvikelsen från medelvärde dividerats med standardavvikelsen (normal standardisering):

$$z_j = \frac{x_i - \bar{x}}{s} \qquad (8\text{-}2)$$

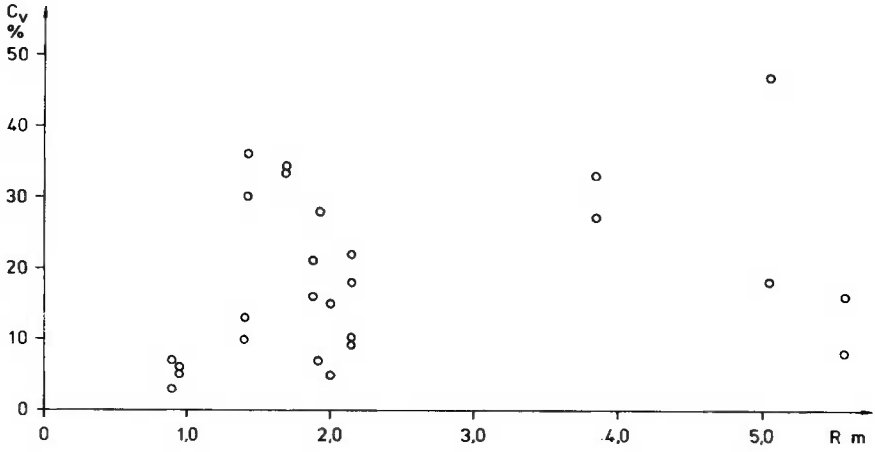
Maximi- och minimivärden för grundvattennivån i tolv svenska brunnar och fem utländska brunnar har plottats på normalfördelningspapper. Härvid har såväl de högsta maximinivåerna som de lägsta miniminivåerna plottats med de längsta återkomstintervallen uppåt. Extremvärdena från Chilgrove redovisas i figuren 8.8 och de övriga i bilaga 3. Maximivärdena från Chilgrove avviker från den räta linjen för de absolut högsta värdena. Denna avvikelse börjar

vid nivån 1.8 m under markytan. Det förefaller som om grundvattnet vid de högsta nivåerna dräneras genom ytnära sprickor i kalkstenen.



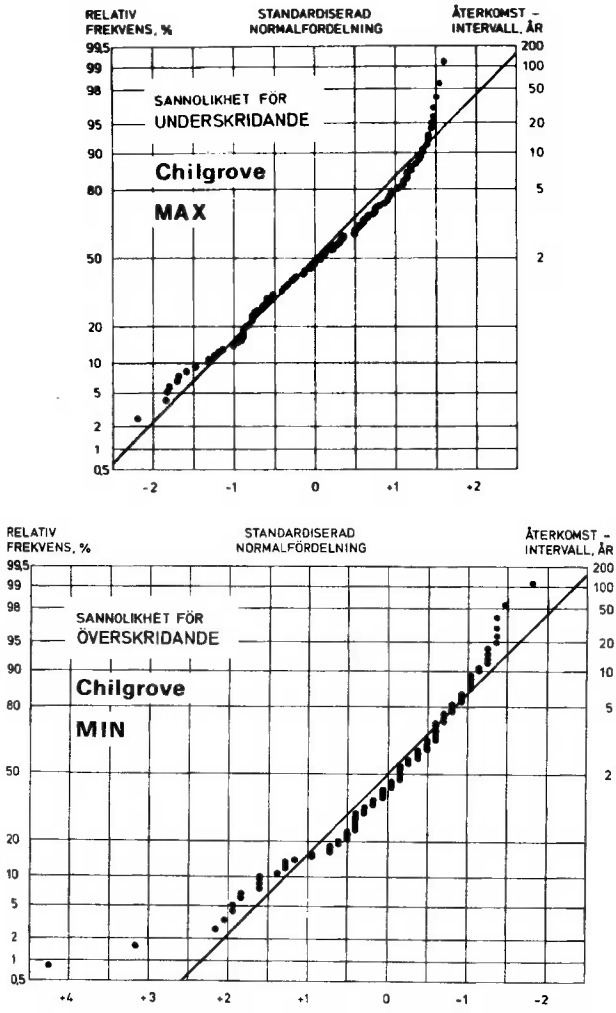
Figur 8.6 Plottning av maximinivåer i rör 301 (Kristianstad) med Weibulls formel och anpassade fördelningsfunktioner för A) lognormal, B) Gumbel, C) Pearson III och D) logPearson III. Denna serie har ett ovanligt lågt maximivärde.

Annual maximum water levels in well 301 plotted by Weibulls formula in different distribution diagrams. A) lognormal, B) Gumbel, C) Pearson III and D) logPearson III. This series has one unusual low maximum value.



Figur 8.7 Plottning av variationsbredd R och variationskoefficient C_v för grundvattennivåer i de rör som utnyttjats för extremvärdesanalysen. C_v skild åt för max- och minimivärdeserierna.

Cross-plot of water-level range R and coefficient of variation C_v for the Swedish wells. The C_v for maximum and minimum series are separated.



Figur 8.8 Approximering av extremvärdena från brunnen i Chilgrove, England, till standardnormalfördelning. Data från 1836-1955. A) maximinivåer, B) miniminivåer.

Extreme values of water levels from the Chilgrove well, England, plotted as standard normal distribution. Data from 1836-1955.

8.3 Extremvärdeseriernas skevhet

I den första analysen beräknades (stickprovs)medelvärden, standardavvikelse och skevhet för anpassning av normalfördelning, Pearson typ III-fördelning, lognormalfördelning, log Pearson typ III-fördelning och Gumbelfördelning. Vill-

koren för skevhet uppfylldes ej. Medelvärdet av de elva skevhetsfaktorerna beräknade med Bensons formel (ekv 6-9) blev nära noll för mätvärdena och nära -1.0 för mätvärdenas logaritmer (Svensson & Sällfors, 1982), se tabell 8.3.

Tabell 8.3 Skevhetsfaktorns storlek för maximivärden för 11 svenska mätserier, beräkning utförd med Bensons formel. (Svensson & Sällfors, 1982).

Bensons skewness factor calculated for 11 Swedish series of maximum groundwater levels.

Rör	Skevhet för	
	mätvärde	logmätvärde
301	-1.67	-2.48
610	-0.37	-1.12
501	-0.125	-0.37
504	0.45	0.32
1302	0.22	-0.58
1303	0.30	-0.95
1304	-1.50	-2.14
1305	0.02	-0.02
7211	-1.27	-1.48
7213	0.06	-0.80
7218	0.02	-0.49

Detta resultat samt ett antal plottningar för approximering till olika fördelningstyper ledde till antagandet att grundvattennivåernas extremvärden bäst kunde approximeras till normalfördelning (Svensson & Sällfors, 1982).

En senare beräkning för både maximi- och miniminivåer med formeln (6-7) gav resultat enligt tabell 8.4. Beräkningen har utförts både för mätvärden och dessas logaritmer.

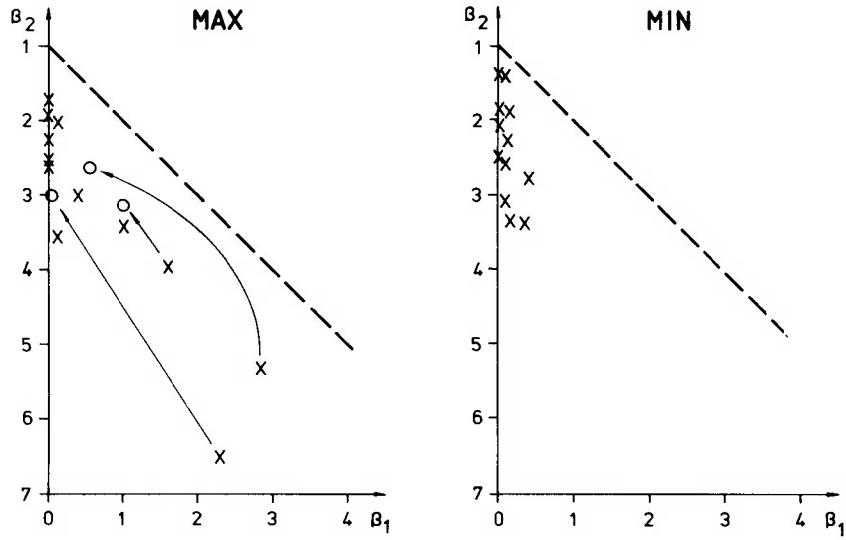
Tabell 8.4 Skevhetsfaktorns storlek för 12 svenska mätserier för mätvärden och logaritmerade mätvärden.

Skewness calculated by formula (6-7) for 12 Swedish series of groundwater maximum and minimum levels.

	Skevhetsfaktorer			
	Max-värden		Min-värden	
Station	x	ln x	x	ln x
301	-1.52	1.26	0.69	0.57
501	-0.20	-0.35	-0.31	-0.51
504	0.36	-1.06	-0.63	-1.20
610	-0.37	0.25	0.18	0.09
1302	0.64	-1.44	0.01	-0.19
1303	-0.07	-1.69	-0.22	-0.44
1304	-1.51	0.42	0.38	-0.34
1305	-0.05	-0.51	0.42	-0.69
7211	-1.26	0.66	-0.45	-0.88
7213	0.13	-0.26	0.10	0.05
7218	0.17	-0.67	-0.40	-0.81
3901	1.03	-1.41	-0.15	-0.32

8.4 Beta-faktorer

I avsnitt 6.2.1 redovisades hur faktorerna β_1 och β_2 kan utnyttjas för att utröna vilken fördelning som stickprover närmast skulle kunna approximeras till. För de 12 svenska maximi- och minimiserierna har dessa β-värden plottats i figur 8.9. Vid plottning av maximivärdenas β-faktorer befanns tre serier ha avvikande och högre β-värden än de övriga. Av plottningarna med Weibulls formel, (i Bilaga 3 och 4), framgår att i de tre maximiserierna, 301, 1304 och 7211 är det minsta maximivärdet avvikande, "extra litet". Vid uteslutning av det minsta maximivärdet i dessa tre serier erhölls β-värden som var mer lika de övrigas.

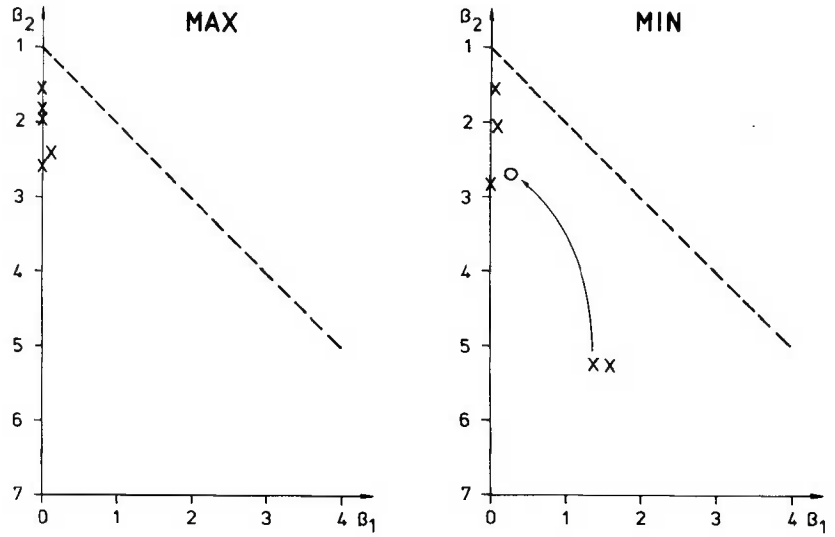


Figur 8.9 Plot av β_1 och β_2 för 12 svenska extremvärdeserier; a) maximivärden; b) minimivärden. Pilar visar förändringen hos tre maximiserier då det minsta värdet i resp. serie uteslutits.

Relationship between Pearson β-factors for 12 Swedish series of groundwater maximum and minimum levels. Arrows show the changes when the lowest maximum value is deleted in three series.

Denna β-plot styrker antagandet om att grundvattennivåns extremvärden kan approximeras till normalfördelningen.

Motsvarande beräkning för de utländska serierna från England, Tjeckoslovakien, Tyskland och USA gav liknande resultat, se figur 8.10. Serien av minimivärden från Chilgrove, England, innehåller två höga årslägsta nivåer. Vid borttagning av dessa erhålles den med pil markerade förflyttningen i figur 8.10.



Figur 8.10 Plot av β_1 och β_2 för fem utländska grundvattennivåserier; a) maximivärden; b) minimivärden.

Relationship between Pearsons β-factors for five non-Swedish groundwater maximum and minimum levels.

8.5 Felberäkning vid approximeringar till några olika fördelningar enligt Kite (1977)

För att ytterligare belysa hur approximeringen till normalfördelningen utfallit i förhållande till några andra fördelningar har beräkningar utförts för de fem utländska serierna med ett datorprogram, publicerat av Kite (1977). Detta program beräknar "standardfelet" vid approximering till sex olika fördelningar; normalfördelning, 2-parametrig lognormalfördelning, 3-parametrig lognormalfördelning, typ I extremfördelning (Gumbel), Pearson typ III-fördelning och log-Pearson typ III-fördelning. (Kites term standardfel överensstämmer ej med gängse statistiska definitioner.) "Standardfelet" har för varje fördelning beräknats med formeln

$$SE_j = \left(\left(\sum_{i=1}^{n} (x_i - y_i)^2\right)/(n - m_j)\right)^{\frac{1}{2}} \qquad (8\text{-}3)$$

där x_i, för i=1, ... n är de oberoende värdena och y_i för i=1, ...,n är de beräknade fraktilerna för den j:te fördelningen, med sannolikheter beräknade med utgångspunkt från de rangordnade händelserna x_i, och m_j är antalet parametrar som utnyttjats i den j:te fördelningen. Resultatet av denna beräkning redovisas i tabell 8.5. Fyra av fem maximiserier och tre av fem minimiserier har lägsta "standardfelet" för anpassning till normalfördelning.

Tabell 8.5 "Standardfelets" storlek vid anpassning av några extremvärdesserier till sex fördelningsfunktioner, beräknat med program av Kite (1977).

"Standard errors" when the extreme value series are adjusted to six distribution functions. Calculated with program by Kite (1977).

Brunn	N	2plN	3plN	Tle	PIII	LPIII
Maximum						
Essex	4.0	4.3	4.3	4.3	- -	-
Roscommon	0.12	0.13	0.12	0.17	0.12	-
Brno	19.4	24.4	24.4	24.4	- -	-
Fuhrberg	6.1	3.9	3.9	4.0	4.1	4.0
Chilgrove	4.9	7.6	7.6	7.6	- -	-
Minimum						
Essex	3.3	3.4	3.4	3.4	5.0	-
Roscommon	0.10	0.12	0.12	0.12	- -	-
Brno	16.5	14.4	14.3	14.3	14.9	-
Fuhrberg	2.7	2.9	2.9	2.9	2.9	-
Chilgrove	2.5	2.2	2.2	1.2	1.4	1.3

8.6 Chi-två-test av utländska serier

De utländska seriernas approximering till normalfördelning har testats med χ^2-test. Dessa serier är ganska långa och ger möjlighet till att utnyttja tio intervall i testet (dvs sju frihetsgrader). Ju fler intervall man kan använda

desto bättre är testet. Serierna från USA innehåller 40 resp 42 värden, vilket ger 4.0 resp 4.2 förväntade utfall per intervall. Detta är lägre än lämpligaste lägsta värde; 5.0, men tio intervall har utnyttjats även för dessa. En fördubbling av intervallängden ger två frihetsgrader. Beräkningsresultaten redovisas i tabell 8.6. Av tabellen framgår att antagandet om normalfördelning med 5% signifikansnivå inte kan förkastas vid 7 frihetsgrader (kritiskt χ^2-värde 14.07) för fyra av fem maximiserier och för tre av fem minimiserier.

Tabell 8.6 χ^2-test av approximering till normalfördelning av tio extremvärdeserier. Kritiskt värde för 5% signifikansnivå är 7 frihetsgrader 14.07 och vid 2 frihetsgrader 5.99.

χ^2-test of ten extreme value series. At 5% significance the critical value of χ^2 for 7 degrees of freedom is 14.07 and for 2 degrees 5.99.

	ν=7		ν=2	
	max	min	max	min
Essex	13.71	15.62	9.43	11.10
Roscommon	7.50	12.50	1.75	3.25
Fuhrberg	15.29	3.86	10.91	3.25
Brno	3.14	3.43	2.71	1.86
Chilgrove	4.11	23.00	1.88	4.08

8.7 Sammanfattning av de statistiska analyserna

Ett flertal beräkningar och en testmetod har applicerats på extremvärdesserierna från 12 svenska och fem utländska brunnar. Resultaten visar att man inte kan förkasta antagandet att grundvattennivåernas extremvärden är normalfördelade. Även för de serier som har ojämn variation, de från USA, är antagandet om normalfördelning inte förkastningsbart. Detta är intressant med tanke på att man i de flesta avrinningsanalyser utnyttjar logaritmiska fördelningar; log-normal och log-Pearson III.

9. BERÄKNING AV DIMENSIONERANDE GRUNDVATTENTRYCK I ANLÄGGNINGSOMRÅDE

9.1 Praktisk problemställning

I områden där undergrunden utgörs av lera, kräver en exploatering normalt relativt omfattande geotekniska undersökningar. Undersökningsresultaten är oftast nödvändiga för att kunna göra ett ekonomiskt och riktigt val av grundläggningsmetod. Om delar av terrängen sluttar, måste även stabiliteten (risken för skred) i området utredas.

I bägge fallen krävs för beräkningarna att grundvattentryck och portrycksprofil bestäms. Det är emellertid ej tillräckligt att mäta dessa storheter i fält under en kortare tidsperiod, eftersom dessa värden, som tidigare visats, varierar med tiden. De mätvärden, som erhålles från fältundersökningarna, kan således inte direkt användas i beräkningarna. Vid en sättningsberäkning måste de, under den tilltänkta byggnadens livslängd ackumulerade, låga trycken användas. Vid en stabilitetsberäkning måste det högsta förekommande trycket som kan uppträda under objektets livslängd användas i beräkningarna.

I korthet kan denna problemställning beskrivas som: att från en kort mätserie av portryck/grundvattentryck (någon till några månader) förutsäga det under viss tid högsta respektive under viss tid lägsta sannolika grundvattentrycket. En skillnad föreligger dock mellan dessa högsta resp lägsta tryck. De höga tryckens påverkan är omedelbar. De låga trycken innebär att vatten drivs ut ur leran av överliggande laster. Eftersom lerans hydrauliska konduktivitet är mycket liten - i storleksordningen 10^{-10} m/s - sker vattenutdrivningen långsamt och därmed också sättningarna långsamt. Störst roll spelar således den tidsperiod varunder de låga trycken existerar, i mindre grad det lägsta trycket.

9.2 Problemets lösningsvägar

För att kunna utföra ovan nämnda förutsägelser av högsta resp lägsta grundvattentryck under viss period är det min hypotes att man skall kunna jämföra grundvattennivåfluktuationerna i exploateringsområdet med fluktuationerna i ett referensområde i samma region. Denna jämförelsemöjlighet grundar sig på de tidigare redovisade regionala mönstren hos grundvattennivåfluktuationer och andra hydrogeologiska parametrar. Denna jämförelse ska ge de högsta och lägsta grundvattentrycknivåer som bör ha funnits i exploateringsområdet under den period som referensområdet varit i drift. Referensområdena i Göteborgsregionen har varit i drift sedan 1970-71 och från de flesta av Grundvattennätets områden föreligger längre mätserier. Med denna koppling mellan exploateringsområde och referensområde erhålles "12-års"-värden, men det är mycket tid kvar av byggnaders "livslängd" eller annan dimensioneringsgrundande tid. Det blev i de inledande diskussionerna (Svensson & Sällfors, 1981) klart att för att metoden skulle få praktisk användning måste den vara enkel och lätt genomförbar, t ex en formel med ett fåtal faktorer och parametrar. För att nå dit måste ett antal delproblem belysas och lösas. Följande utgångspunkter och frågeställningar finns:

* Hur stora fel i grundvattentrycket kan accepteras i de geotekniska beräkningarna? (se avsnitt 9.3)

* Hur utförs kopplingen mellan exploateringsområde och referensområde? (se avsnitt 9.4)

* Hur lång ska exploateringsområdets mätserie vara? (se avsnitt 13.1)

* Hur lång mätserie vore önskvärd i referensområdet, dvs vilken återkomsttid bör det dimensionerande högsta resp lägsta trycket/nivån ha? Detta ligger utanför detta arbetes målsättning. I princip är dock så långa serier som möjligt önskvärda.

* Hur utförs kopplingen mellan referensområdets relativt korta serie med den önskvärda återkomsttiden? (se avsnitt 6.1.7)

9.3 Acceptabelt fel i bestämningen av grundvattentrycket för de geotekniska beräkningarna

För att belysa hur stort fel i bestämningen av grundvattentrycknivån som kan accepteras i de geotekniska beräkningarna har tre lerslänter i Göteborgstrakten analyserats med konventionella skredberäkningsmetoder (Samuelsson & Sällfors, in prep). Härvid har framkommit att

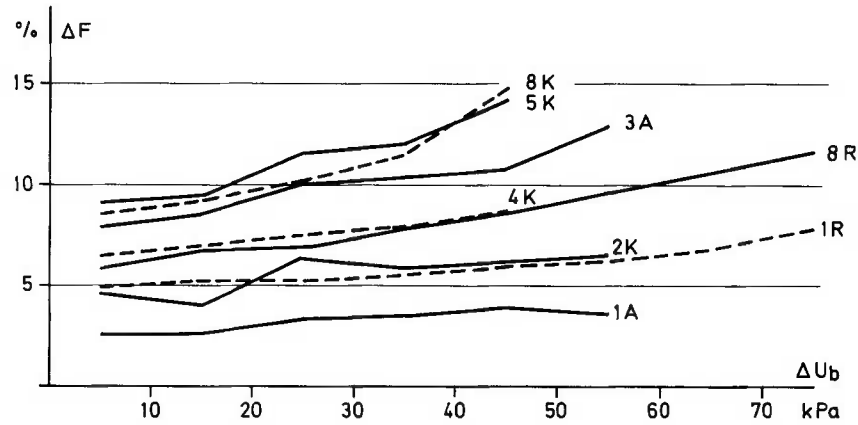
* korta och grunda glidytor påverkas mest av en grundvattentryckändring

* den procentuella ökningen/minskningen av säkerhetsfaktorns storlek per meter sänkning/höjning av grundvattenytan är i stort sett densamma för alla glidytor (oavsett säkerhetsfaktorns storlek) med undantag för korta och grunda glidytor.

* den procentuella ökningen/minskningen per 10 kPa minskat/ökat porövertryck (Δu_b) i lerans underkant hos säkerhetsfaktorn är för alla glidytor relativt konstant inom intervallet $0<\Delta u_b<400$ kPa. Denna ökning/-minskning är ca 5-12% (se figur 9.1).

* om viss säkerhetsfaktor F erhålles då porvattenövertrycket är i underkant lera erhålles samma siffervärde på F för halva porvattenövertrycket om lerdjupet är hälften så mäktigt.

Slutsatsen av detta är att ett fel i porövertrycket på $\pm$5 kPa ger ett fel i säkerhetsfaktorn som i de flesta fall skulle vara 5% eller mindre. Detta värde motsvarar en grundvattentrycknivå om $\pm$0.5 m.



Figur 9.1 Förändringen i säkerhetsfaktorn F som funktion av antaget porvattentryck i beräkningen för tre lerslänter med konventionella metoder (Samuelsson & Sällfors, 1982).

Stability factor F as a function of piezometric levels in three slopes calculated with ordinary methods.

9.4 Jämförelse mellan grundvattennivåfluktuationer i anläggningsområde och referensområde

I de inledande kapitlen har påvisats hur de hydrologiska parametrarna uppvisar ett mer eller mindre regelbundet årstidsmönster. Det förefaller helt naturligt att de hydrologiska parametrarna, hydraulisk konduktivitet och magasinskoefficient liksom de geologiska parametrarna kornstorlek, porositet, m fl är konstanta i tiden. Därmed borde inom varje region med lika klimatiska förhållanden grundvattennivån också variera ungefär likformigt inom regionen. I det fortsatta arbetet innebär detta att följande förutsättningar borde vara uppfyllda:

a) grundvattennivåvariationerna är nära nog, eller helt, synkrona i de slutna akvifererna i regionen

b) de öppna akviferernas grundvattennivåvariationer är någorlunda synkrona med de slutna akviferernas i regionen

c) inom respektive tidsintervall är grundvattennivåvariationerna proportionella mot totala variationsbredden hos grundvattenytan

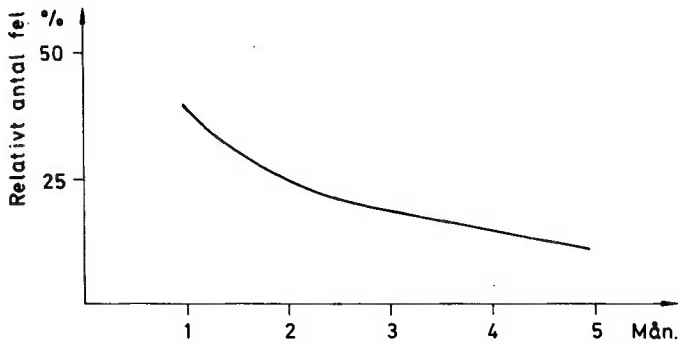
d) grundvattennivån är under respektive tidsintervall i båda områdena lika belägen inom totala variationsbredden.

Dessutom förutsättes att observationerna i anläggningsområde och referensområde sker samtidigt.

Det fortsatta arbetet kom, av naturliga skäl, att koncentreras till variationerna hos de slutna akviferernas grundvattentrycknivå.

I de inledande diskussionerna fanns tankar om att man kanske skulle kunna utforma ett diagram per region med topografiskt bestämda variabler. Denna idé fick ganska snart överges (Svensson & Sällfors, 1981).

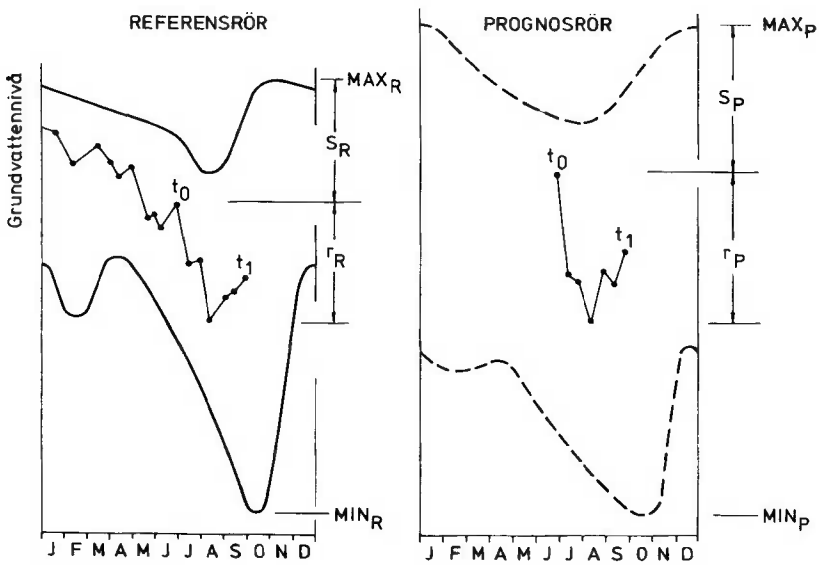
I den första beräkningsmodellen med jämförelse av variationerna kom händelsevis jämförelsen att gälla skillnaden mellan högsta och sista observerade grundvattennivå under perioden (Svensson & Sällfors, 1981). Med denna modell utfördes de inledande analyserna av metodens användbarhet för beräkning av prognosnivåer (Andersson & Södergårds, 1982). I analysen utnyttjades de 10-12 år långa mätserierna i referensområdena omkring Göteborg och ca 6 400 perioder à 1-3 månader genomarbetades. Det framkom härvid bland annat att en enkel optimering av observationsperiodens längd och antalet fel större än 0.5 m ger att det borde vara tillräckligt med 3 månader med 7 mättillfällen, se figur 9.2.



Figur 9.2 Sambandet mellan mätperiodens längd och antalet fel större än 0.5 m hos maximinivån. Totala antalet beräkningar ca 6 400. (Andersson & Södergårds, 1982)

Relation between observation interval and the number of discrepancies greater than 0.5 m when calculated with the preliminary version of the model.

I nästa version av beräkningsmodellen utnyttjades hela variationsbredden under observationsperioden i jämförelsen, se figur 9.3.



Figur 9.3 Beteckningar utnyttjade vid jämförelse av grundvattennivåer i anläggningsområde och referensområde.

Comparison of the groundwater levels in two areas. R denotes reference, P denotes prognosis, i.e. estimation.

De här utnyttjade kända parametrarna betecknas

R_R = variationsbredden hos grundvattennivån i referensområdets observationsrör under hela dess observationsperiod

r_R = variationsbredden för referensröret under beräkningsperioden

r_P = variationsbredden för anläggningsområdets observationsrör under beräkningsperioden

S_R = grundvattennivåns läge i relation till totala variationsbilden i referensröret.

Okända parametrar är

R_P = variationsbredden hos grundvattennivån i anläggningsområdets observationsrör under referensrörets hela observationsperiod

S_P = grundvattennivåns läge i anläggningsområdets observationsrör i relation till dess beräkningsmässiga totala variationsbild.

Med de förut angivna antagandena kan följande samband anges:

Proportionering av variationerna under kort tid mot variationsbredderna:

$$r_P/R_P = r_R/R_R \qquad (9\text{-}1)$$

eller

$$R_P = R_R\ (r_P/r_R) \qquad (9\text{-}1a)$$

Relativt läge av grundvattennivån vid lika läge inom variationsbilden:

$$S_P/R_P = S_R/R_R \qquad (9\text{-}2)$$

Kombination av ekvation (9-1) och (9-2) ger:

$$S_P = S_R\ (r_P/r_R) \qquad (9\text{-}3)$$

Ur figur 9.3 kan dessutom följande samband ges med iakttagande av att

- grundvattennivån anges från rör-överkant och
- maximinivåer har lägre numeriskt värde än minimiminivåer:

$$MAX_P = max_P - S_P \qquad (9\text{-}4)$$

$$MIN_P = MAX_P + R_P \qquad (9\text{-}5)$$

där

MAX_P = maximinivån i anläggningsområdets observationsrör under totala referensperioden

MIN_P = miniminivån därstädes under samma period

max_P = maximinivån därstädes under den korta mätperioden.

Ekvation (9-3) insatt i (9-4) ger:

$$MAX_P = max_P - S_R(r_P/r_R) \qquad (9\text{-}6)$$

eller i form av uppmätta grundvattentrycknivåer under referensnivån:

$$MAX_P = max_P - (max_R - MAX_R)\ (min_P - max_P)/(min_R - max_R) \qquad (9\text{-}7)$$

Miniminivån i prognosröret kan också beräknas med en snarlik formel:

$$MIN_P = min_P - (MIN_R - min_R)\ (min_P - max_P) / (min_R - max_R) \quad (9\text{-}8)$$

där

MAX_R = maximinivån i referensröret under totala referensperioden

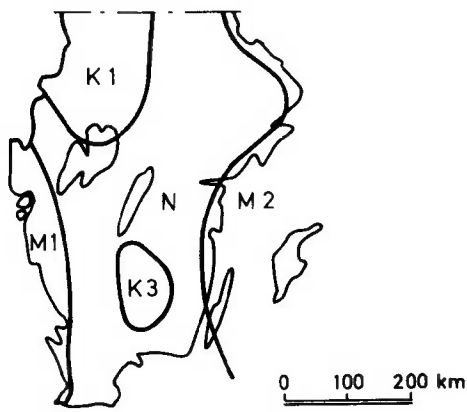
MIN_R = miniminivån i referensröret under totala referensperioden.

Dessa formler skulle med de givna förutsättningarna kunna användas för att beräkna grundvattentryckens maximi- och minimivärden i prognosröret under referensrörets hela observationsperiod.

10. LOKALA HYDROGEOLOGISKA FÖRHÅLLANDEN

10.1 Klimat i västra Sverige

Sverige har ett klimat av allmänt maritim karaktär varur man kan urskilja "det maritima västkustområdet". Området sträcker sig från norska gränsen till trakten av Kullen och blott några få mil in i landet. Dess maritima karaktär är, naturligtvis, betingad av havets omedelbara närhet, se figur 10.1. Den lokalmaritima karaktären särskiljes från landet i övrigt genom bl a mindre årsamplitud hos temperatur-variationerna (Ångström, 1968).

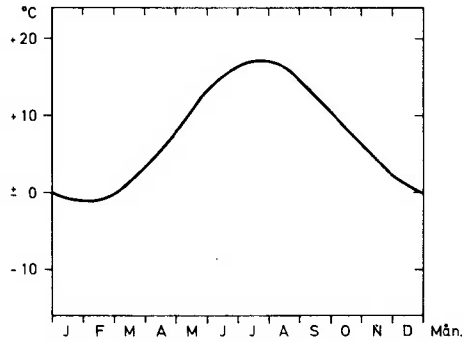


Figur 10.1 Lokala klimatområden i södra Sverige. K1 = kontinentala Värmland-Dalarna-området. K3 = kontinentala sydsvenska höglandet. M1 = maritima västkustområdet. M2 = maritima östkustområdet. N = normalklimat. (Ångström, 1968).

Climate regions in southern Sweden. K1 and K2 = continental climates. M1 and M2 = maritime climates. N = normal climate.

10.1.1 Nederbörd

Nederbördskorrektionerna är i kustbandet större än inne över land på västkusten. Korrektionens storlek har för t ex Nidingen beräknats till 24% medan den för Mölndal och Borås är 13%. Den korrigerade nederbördens storlek är i kustbandet ca 800 mm och stiger till drygt 1000 mm i Borås. Den okorrigerade nederbörden är ca 600 mm resp ca 900 mm (Eriksson, 1980b).

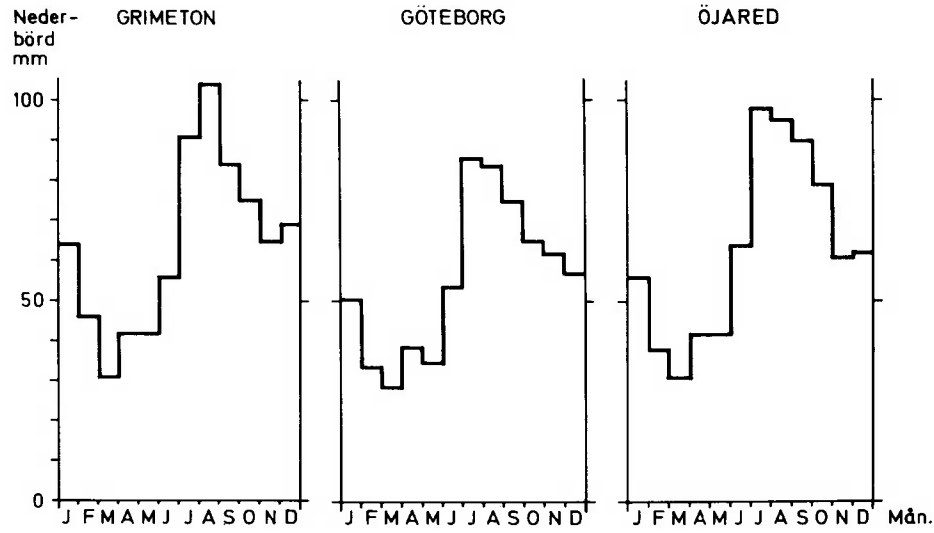


Figur 10.2 Temperaturkurva för Göteborg 1860-1968. (Andersson, 1970).

Temperature in Göteborg 1860-1968.

Nederbördens fördelning över året på västkusten exemplifieras med data från Öjared, Grimeton och Göteborg i figur 10.3.

Av figurerna framgår att nederbördsfördelningen över året har minimum under senvintern och maximum under sensommaren.

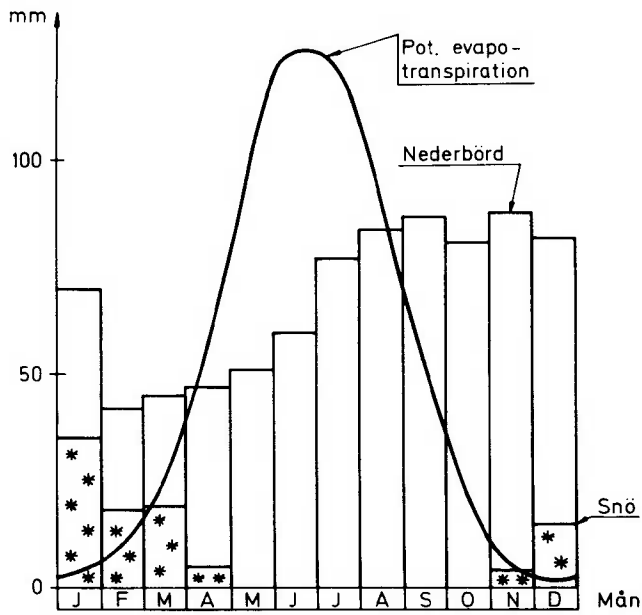


Figur 10.3 Månadsnederbörd vid tre nederbördsstationer, a) Öjared, b) Grimeton, c) Göteborg (SMHI)

Monthly precipitation at three stations, a) Öjared, b) Grimeton, c) Göteborg.

10.1.2 Avdunstning

Regionens potentiella evapotranspiration är i grova drag 600 mm per år. Den är högre i kustbandet och lägre österut. Under vegetationsperioden april-september är den potentiella avdunstningen 525-550 mm/år (Eriksson, 1981). Figur 2.4 visar den potentiella avdunstningens storlek i Säve, Göteborg under perioden 1951-1980, beräknat enligt de metoder som anges av Eriksson 1981. Den potentiella avdunstningens storlek i olika delar av västkusten belyses i tabell 10.1.



Figur 10.4 Potentiell avdunstning och nederbörd i Säve, Göteborg, beräknat för perioden 1951-1980 (SMHI).

Potential evaporation at Säve, Göteborg, mean for 1951-1980.

Tabell 10.1 Potentiell avdunstning under året i några orter i västra Sverige, medelvärden för perioden 1961-1978 (Eriksson, 1981)

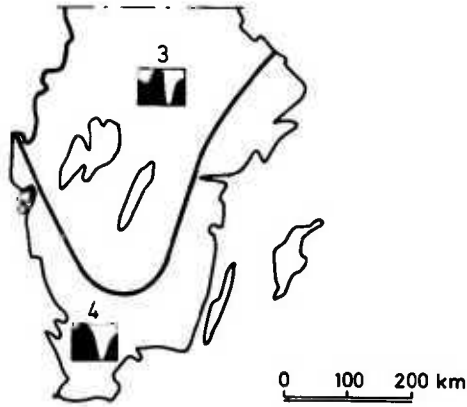
Monthly potential evaporation at some localities in western Sweden, means for 1961-1978.

	Säve	Måse-skär	Vinga	Var-berg	Borås	Sätenäs
Januari	4	8	10	2	2	3
Februari	10	12	13	6	5	7
Mars	25	30	31	22	18	20
April	58	60	60	53	48	52
Maj	102	100	100	96	92	97
Juni	127	125	128	119	117	123
Juli	122	125	125	117	109	118
Augusti	94	101	102	91	82	89
September	54	63	64	49	45	50
Oktober	22	31	31	17	18	19
November	5	11	12	6	5	4
December	1	6	6	1	2	1

10.1.3 Grundvattenregim

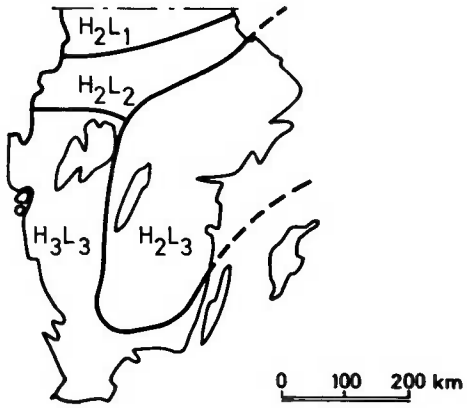
Klimatvariationerna medför att grundvattenmängden och därmed grundvattennivån också varierar. Dessa naturliga klimatbetingade variationsmönster är något olika i en och samma klimatregion beroende på de lokala geologiska och topografiska förhållandena. I det svenska Grundvattennätet, som utgörs av ca 70 observationsområden, har man utskilt fyra regimer hos grundvattnet, se figur 10.5 (Nordberg & Persson, 1977). Sydligaste Sverige och västkusten anses tillhöra typ 4 med hög nivå under våren och låg nivå under sensommaren. Dessa grundvattenregimers typmönster och geografiska utbredning är framtagna genom manuell jämförelse av olika mätserier (Nordberg, 1981).

I Göteborgsområdet finns tre områden i Grundvattennätet: Sandsjöbacka, Harestad och Härskogen. Dessa områdens variationsmönster har maximum under hösten, under vissa år ett sekundärt maximum under våren, samt minimum under sensommaren.



Figur 10.5 Grundvattenregimer i södra Sverige (Nordberg & Persson, 1977). 3 = södra Sveriges inland, 4 = södra Sveriges kustland.

Groundwater level regimes in southern Sweden. 3 = South Swedish inlands, 4 = South Swedish coast.



Figur 10.6 Avrinningsregimer i södra Sverige (Gottschalk et al, 1979). Beteckningar, se texten avsnitt 10.1.4.

Runoff regions in southern Sweden. H_2L_1 = inland regime, H_2L_2 = transition regime, H_2L_3 = Baltic regime, H_3L_3 = Atlantic regime. (Gottschalk et al, 1979).

10.1.4 Avrinningsregimer i regionen

Avrinningen i regionens vattendrag motsvarar ca 400 mm nederbörd per år. I genomsnitt är detta ungefär

13 l/s,km^2. Regionens hydrografmönster tillhör den s k atlantiska regimen H_3L_3. H_3 innebär att högvattenföringen domineras av regnhögvatten med högsta månadsavrinning under höst eller tidig vinter. L_3 innebär att lågvattenföringen uppträder under sommaren eller tidig höst och orsakas av hög evapotranspiration och/eller liten nederbörd (Gottschalk et al, 1979), se figur 10.6.

Tabell 10.2 Årsmedelvärden (1931-60) av avrinning (mm), normalnederbörd (mm), korrektion av årsnederbörd, verklig avdunstning (mm) för 5 stationer i västra Sverige samt arealmedelvärden för regiondelar (Eriksson, 1980b).

Yearly means (1931-60) for discharge, precipitation, corrected precipitation, and evapotranspiration for 5 stations in western Sweden and areal means in three regimes.

	Öjared	Mölndal	Grebbehult	Linhult	Grimeton
	7251	7239	7233	7218	7207
Avrinning	425	362	504	567	362
Årsnederbörd	796	849	916	981	769
Korrigering mm	128	111	125	127	149
Korrigering %	16	13	14	13	19
Korrigerad årsnederbörd	924	960	1041	1108	918
Avdunstning	499	598*	537	541	556

	Halland	S Västergötland	Bohuslän
Avrinning	441	467	393
Årsnederbörd	860	832	731
Korrigerad årsnederbörd	1011	981	894
Avdunstning	546	506	484

* Avdunstningen är för hög, orsak inte närmare utredd.

10.1.5 Hydrologiskt år

Den hydrologiska grundekvationens parametrar varierar och i vårt klimatområde har de starkt årstidsbundna fluktua-

tionsmönster. Man har funnit att vid analys av vattenföring är dock inte det vanliga kalenderåret den lämpligaste indelningsgrunden. Man har i stället utgått ifrån att ett hydrologiskt år bör börja/sluta då magasineringen i yt- och grundvatten är minimal (Chow, 1964). För södra Sverige brukar det hydrologiska året anses börja 1 oktober.

10.2 Geologi i undersökningsområden

10.2.1 Allmänt om Göteborgstrakten

Göteborgsområdets topografi karaktäriseras av ganska stor brutenhet med markerade dalgångar mellan nästan kala bergshöjder och platåer. Kustområdets låga bergknallar kontrasterar mot inlandets ca 100 m högre platå. Göta älvdal är nerskuren ca 200 m i urberget och till hälften fylld med lös lera i likhet med många andra, men mindre dalgångar i området. Eftersom högsta kustlinjen i området är ca 100 m ö h och jordtäcket på dessa nivåer varit tunt har svallning frilagt en stor mängd berghällar.

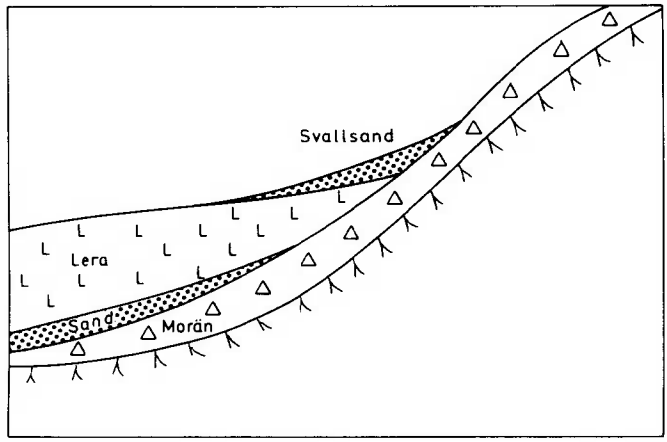
Berggrund

Göteborgsregionens berggrund består av kristallint berg och kan grovt sett uppdelas i tre delar. Väster om Göta älv finns ett nord-sydligt stråk med rödgrå alkalin gnejs och väster därom ett granitstråk. Längst i väster, norr om Göta älvs mynning dominerar tvåglimmergnejs.

Jordlager

Jordlagren domineras under högsta kustlinjen av lösa marina leror, ofta i mäktiga lager. Svallsand och svallgrus förekommer i ganska tunna lager. Bergplatåernas moräntäcke är tunt och osammanhängande. Större moränavlagringar är sällsynta - enstaka drumliner och randbildningar förekommer. Under dalgångarnas mäktiga lerlager är moränens utbredning också ojämn; man påträffar ett tunt moränlager eller ibland berg direkt under leran. Lagren av friktions-

material under leran är således ganska tunna och kan vålla bekymmer när man vill använda vanliga observationsrör som mätpunkter för grundvattentrycknivån.



Figur 10.7 Vanlig utformning av en svallad sluttning på västkusten.

Section of a common type of slopes in southwestern Sweden.

10.2.2 Sandsjöbackaområdet

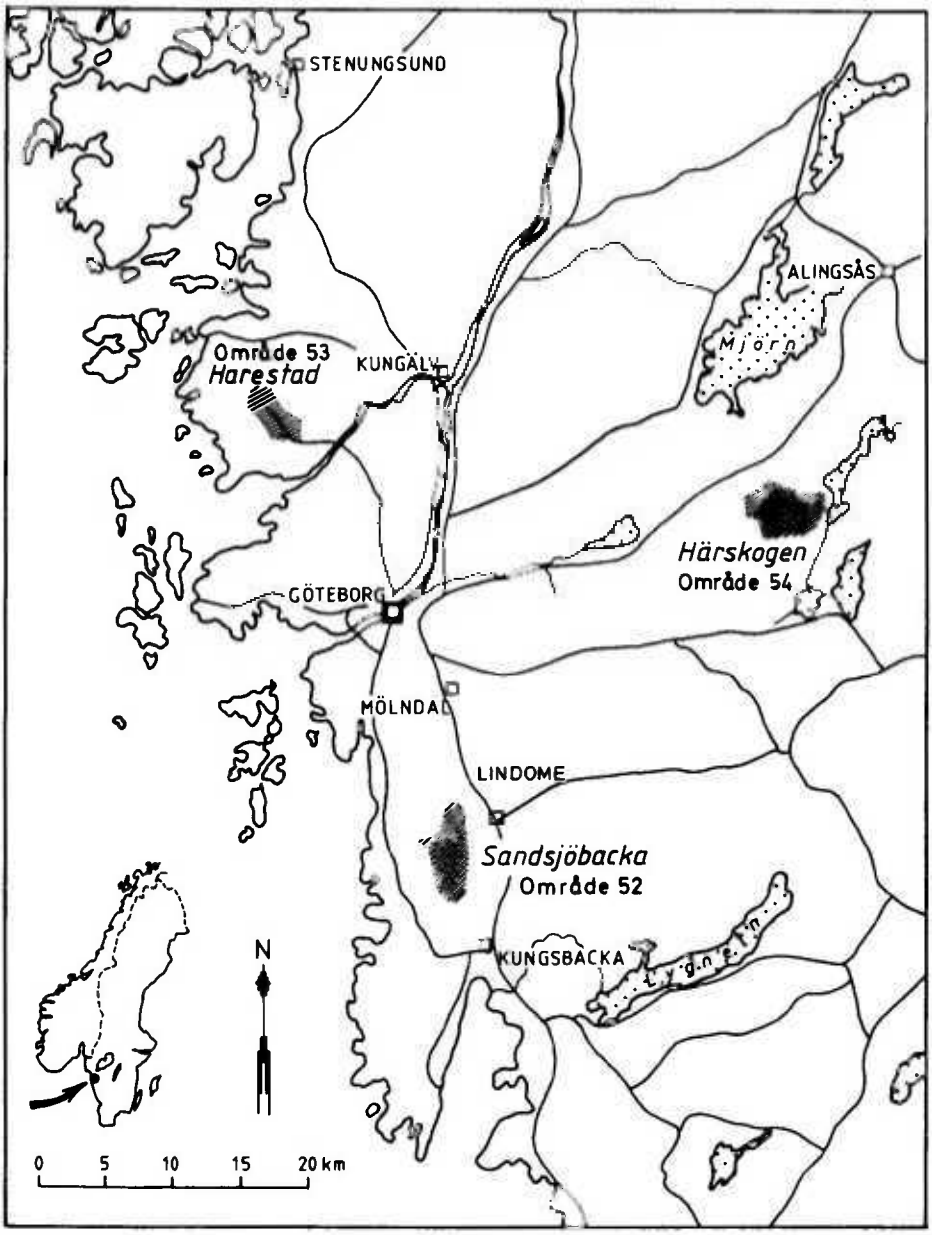
Topografi

Sandsjöbackaområdet ligger ca 18 km söder om Göteborgs centrum och utgörs av Torredsbäckens avrinningsområde, med passpunkt vid byn Torred i Släp socken i nordvästra Halland. Området är en del av en oregelbunden höjdplatå med höjder mellan 40 och 110 m över havet. I nord-sydlig riktning går en ganska markerad sprickdal och i mellersta delen ansluter denna till en ost-västlig sprickdal och en något större sänka har uppkommit. Avrinningsområdet är ca 3 km brett och ca 5.5 km långt och omfattar ca 8.6 km^2. Karta, se bilaga.

Berggrund

Berggrunden består huvudsakligen av gotiska graniter; sura-intermediära, grå-röda, oftast gnejsiga. I ost-västlig

riktning löper två gångar av olivinförande diabas. (Lundegård & Sandegren, 1953)



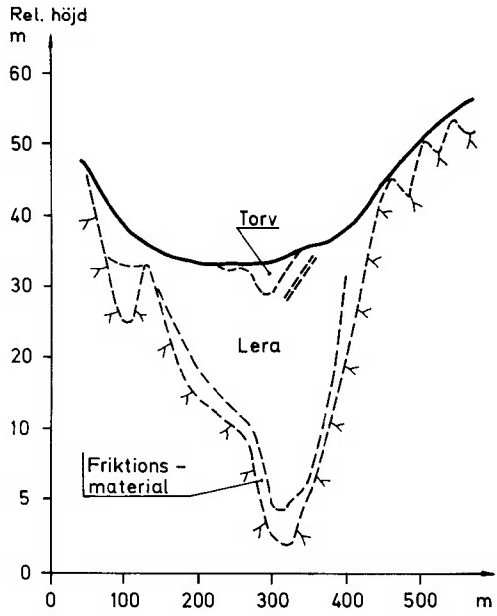
Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Lantmäteriverket 1984-02-27.

Figur 10.8 Översiktskarta över Göteborgsregionen med de tre referensområdena.

The Göteborg region and the three reference areas used in this work.

Jordlager

Dalgångarna är delvis fyllda av senglacial styv lera. Under leran och på delar av bergsluttningarna finns morän, moig eller sandig (Lundegård & Sandegren, 1953). Mellan moränen och leran finns i stora delar av området ett lager som domineras av grovmo. Detta lager är ej sammanhängande, men är ofta uppemot en meter mäktigt. I markytan upptar moränen ganska liten areal beroende på att dels moränen svallats bort och dels att den primära avsättningen av morän på höjderna varit liten. Undantag utgör den stora bottenmoränbildning som avsatts öster om Sandsjön - Sandsjöbackadrumlinen. I drumlinen är en strandlinje utskuren ca 83 m ö h och under den nivån är således områdets ytligt belägna jordarter påverkade av vågorna. Den svallade morä-



Figur 10.9 Tvärsektion i norra delen av Sandsjöbackaområdet, längs vägen Lindome-Spårhaga (efter Statens Vägverk, 1975)

Section of a valley in the area of Sandsjöbacka. On the bedrock there are some thin layers of coarse material. A thick layer of soft clay occurs, and in parts of the bottom of the valley there is a moor.

nen i området domineras av mofraktioner. På några sluttningar har sorteringen nått längre, svallmo och svallsand kan urskiljas. Det svallade materialets mäktighet överskrider sällan en meter (Wallenås & Wallgren, 1975, Hagman & Ingre, 1977).

Dalgångarnas mittpartier är på flera ställen torvfyllda, liksom många av de högt belägna sänkorna på bergshöjderna.

10.2.3 Harestadområdet

Topografi

Detta område ligger ca 16 km NV om Göteborgs centrum. Harestadsområdet utgörs till största delen av en flack dalgång belägen mellan Torsby och Harestads kyrkor väster om Kungälv. Dalgångens botten är i SO ca 6 m ö h och i NO ca 10 m ö h. Dalgången omges av bergpartier, vilka mestadels når 30-40 m ö h. Smärre dalar VSV-ONO-lig riktning delar upp bergpartierna i mindre enheter. Området dräneras av flera smärre bäckar åt olika väderstreck. Karta, se bilaga.

Berggrund

Områdets berggrund består av fint-medelkorniga bandade gnejser som tillhör Stora Le- Marstrandsformationen i den sydvästsvenska gnejsregionen. Berggrunden är tektoniskt påverkad med dominerande sprickriktningar i NV-SO och ONO-VSV (Samuelsson, 1978). De senare synes ha medfört att ett flertal små klyftor frampreparerats i bergsklackarna genom iserosion (Sandegren & Johansson, 1931).

Jordlager

Området domineras av postglacial finlera. Mängden friktionsmaterial är mycket ringa. Under leran förekommer tunna lager av mo, sand eller morän. På många ställen saknas friktionsmaterialet helt under leran. Utmed bergsidorna

förekommer tunna svallgrus eller sandavlagringar. I bergpartiernas bergskrevor förekommer också en del friktionsmaterial, mest grovmo och mellansand, vilken troligen huvudsakligen är svallsand (Larsson & Wallander, 1972). Leran är mäktig, upp till 64 m har beräknats med geoelektrisk motståndsmätning vid Flateby (Ericsson & Gustavsson, 1977).

10.2.4 Härskogenområdet

Topografi

Detta område ligger ca 28 km ONO Göteborgs centrum och omfattar ca 17 km^2. En markant sprickdal (Gaddåns dalgång) skär i NNV-SSO-lig riktning genom området, som är beläget mellan sjöarna Ömmen i öster och Uspen och Lensjön i väster. Området är ca 100-180 m ö h och ganska starkt kuperat Karta, se bilaga.

Berggrund

Huvuddelen av områdets berggrund består av grå medelkorniga gnejsiga graniter och tonaliter. Mindre områden består av rödgrå-grå gnejs. Små områden finns med metagabbro och metabasit (Samuelsson, 1978, Ahlin, 1980).

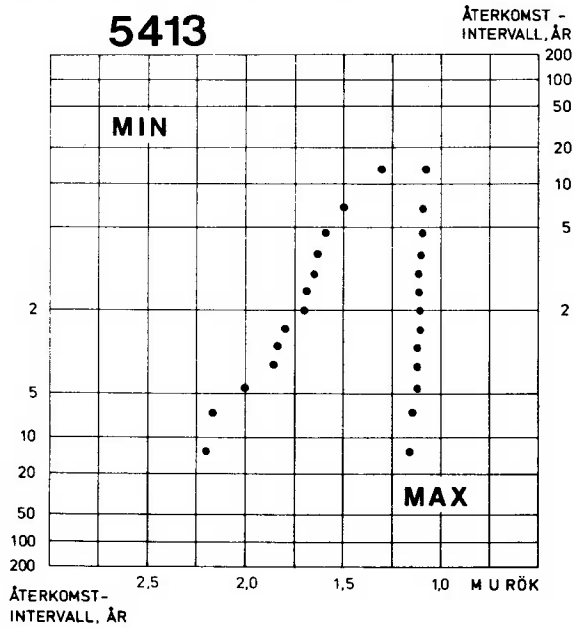
Jordlager

Jordtäcket domineras av morän med sandig-moig sammansättning. Ställvis finns mäktig morän i form av ändmoränliknande korta ryggar. I öster ligger byn Sävhult på två tätt liggande drumliner. Mellan Uspen och Lensjön i väster har ett delta utbildats, troligen som ett isranddelta i Berghemsmoränlinjen (Hillefors, 1969, Mörner, 1969, Hilldén, 1979).

I övrigt finns blott små isälvsavlagringar, främst i Gaddåns dalgång. Högsta kustlinjen i området är ca 100 m ö h och detta innebär att praktiskt taget hela området ligger över HK (Carlsson & Engberg, 1972, Karlsson & Skoglund, 1976, Magnusson, 1978).

11 EXTREMVÄRDEN FÖR LOKALA MÄTSERIER

Referensområdena omkring Göteborg har varit i drift sedan 1970-71. Ur de erhållna mätserierna, 1970 - dec 1983, har årliga minimivärden (under sensommaren eller tidig höst) och däremellan förekommande maximivärden uttagits på samma sätt som anges i avsnitt 8.1. De erhållna extremvärdeserierna är korta; endast 13-14 värden i varje. Detta innebär att det är föga meningsfullt att bearbeta dessa serier statistiskt. För att belysa de erhållna extremvärdenas inbördes förhållanden har maximi- och minimivärdena plottats med Weibulls plottningsformel i form av icke-standardiserade värden. Maximi- och minimivärden har för varje rör plottats i samma diagram. Ett antal rör från varje referensområde har medtagits, se figur 11.1 och bilaga. Det framgår av dessa figurer att miniminivåerna i de flesta fall har större spridning än maximinivåerna.



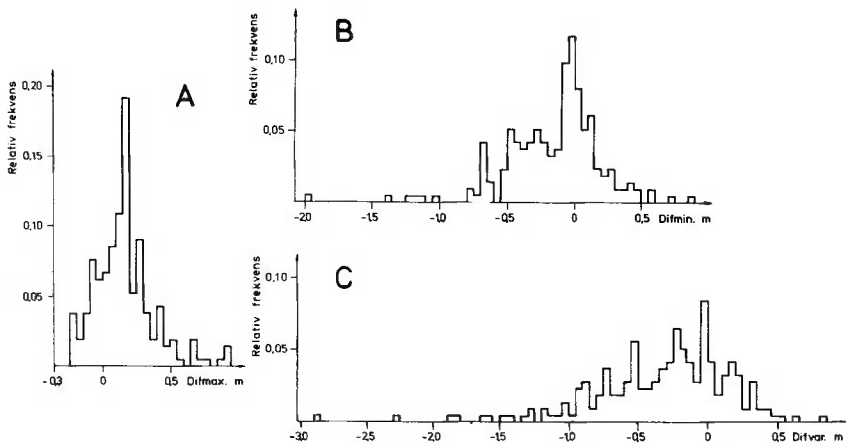
Figur 11.1 Extremvärden för rör 5413 under tiden 1971-83. Minivärden till vänster med sjunkande nivå nedåt. Maximivärden till höger med stigande nivå uppåt.

Extreme values from well 5413 during 1971-83. Minimum levels to the left, decreasing downwards. Maximum levels to the right, increasing upwards.

12. BERÄKNINGAR MED METODEN

12.1 Resultat av beräkningar inom ett och samma referensområde

Med de angivna formlerna i kapitel 9 har ett datorprogram i FORTRAN IV utformats, varefter mätdata från Sandsjöbacka, Hörskogen och Harestadsområdena från tidsperioden 1974-01-01 - 1982-02-15 utnyttjats för genomräkning enligt metoden med rullande tidsintervall. Detta innebär att varje mätserie utnyttjats dubbelt; först det ena röret som referensrör och det andra som "prognosrör" och därefter tvärtom. Varje mätserie omfattar drygt 200 mätvärden. För att erhålla ett mått på avvikelserna i beräkningsmetoden jämfört med de verkliga har resultaten angetts som differenser från de verkliga värdena för maximinivå, miniminivå och variationsbredd. Flertalet beräkningar har utförts med mätperioden 3 månader. Resultaten av genomräkningarna anges som medelvärden och standardavvikelse i tabellerna 12.1-12.9. Varje tabell innehåller data från räkningen åt båda håll; rörnummer till vänster anger referensrör och rörnummer



Figur 12.1 Frekvensdiagram för avvikelser i beräkningen av maximinivå, miniminivå och variationsbredd för rörparet R=5202, P=5214.

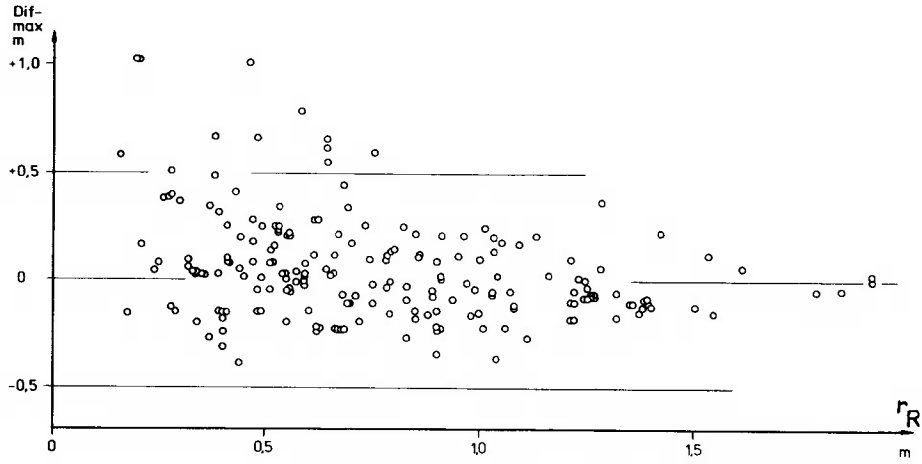
Frequency histograms for discrepancies in the calculated maximum and minimum levels and the variation width, with well 5202 as reference well and 5214 as estimation well.

upptill anger "prognosrör". I Sandsjöbackaområdet är rören uppdelade i två grupper eftersom dessa har olika observatörer och därmed inte har samma mätdatum.

För att belysa spridningen av beräkningsresultaten presenteras frekvensdiagram i figuren 12.1 för beräkningar av maximinivå, miniminivå och variationsbredd för rörparet 5202-5214.

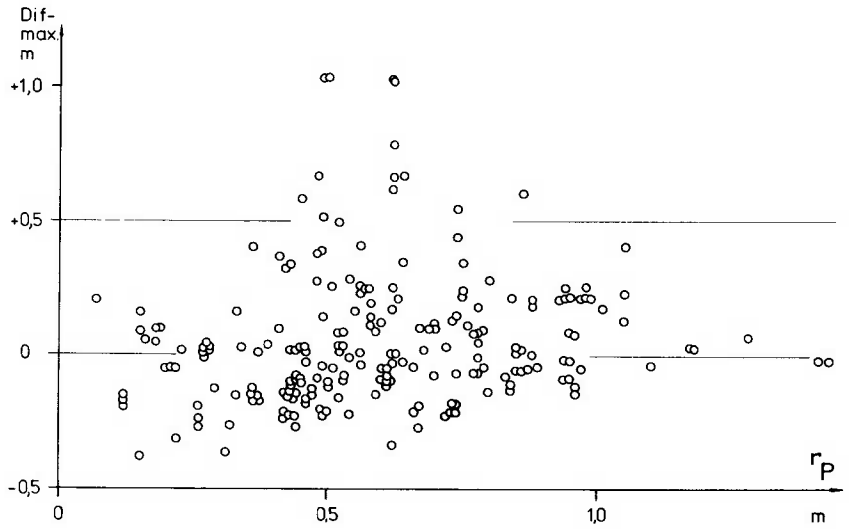
Vid beräkningen av maximi- och minimivärden samt variationsbredd har variationsbredden för referensröret, r_R stor inverkan på resultaten. För att belysa metodens utfall har beräkningsresultaten för maximinivå, miniminivå och variationsbredd plottats mot r_R för rörparet 5311-5309. Detta exempel, 5311-5309, är bara ett av 126 genomräknade kombinationer (detta exempel redovisas också i bilagan). Korrelationskoefficienten för mätdata från dessa båda rör är 0.83 (tabell 5.2.b). Antalet 3-månaders cykler är 211 st i denna exemplifiering. I figuren 12.2 är antalet avvikelser större än 0.5 m 12 st, dvs ca 4% av totala antalet. Dessa avvikelser innebär en beräknad högre grundvattentrycknivå än den uppmätta, varför dessa högre trycknivåer innebär att, om de användes i skredberäkning, resultaten blir mer på säkra sidan än vad som förutsatts. Antalet fel >0.5 m är noll för r_R större än ca 0.7 m, vilket motsvarar ca 35% av totala variationsbredden för rör 5311. Avvikelsens medelvärde är 0.05 m med standardavvikelsen 0.25 m (tabell 12.4). En liknande plottning med r_R utbytt mot r_P redovisas i figur 12.3. Sambandet mellan r_R och r_P åskådliggöres i figur 12.4.

Anmärkning: I bilagans tabeller används RR och RP för att beteckna r_R respektive r_P. Dessutom används Diffr ^{R} som beteckning för Difvar.



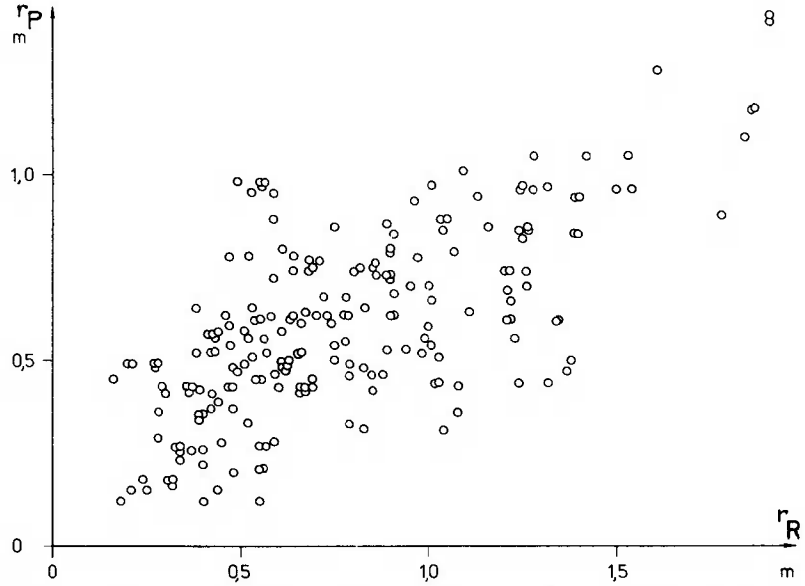
Figur 12.2 Utfallet av avvikelse i beräknad maximinivå i rör 5309 plottat mot variationsbredden r_R i referensröret 5311.

Deviation in calculated maximum level in well 5309 plotted against water-level range r_R in the reference well 5311.



Figur 12.3 Utfallet av avvikelse i beräknad maximinivå i rör 5309 plottat mot variationsbredden r_P i prognosröret 5311.

Deviation in calculated maximum level in well 5309 plotted against water-level range r_P in the prognosis well 5311.



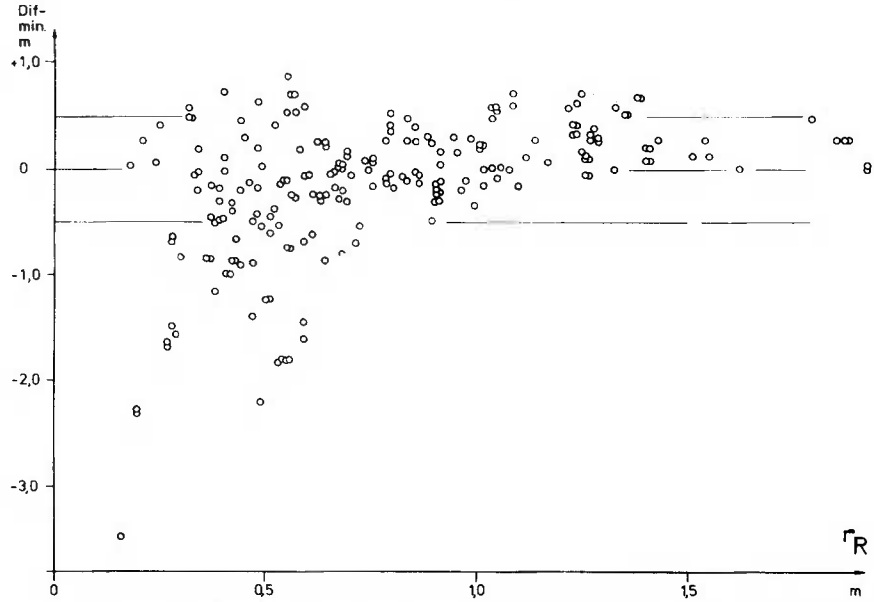
Figur 12.4 Samband mellan variationsbredderna r_R och r_P för rörparet 5311-5309 i beräkningarna för figur 12.2 och 12.3.

Relation between the water-level range r_R and r_P for the wells 5311-5309 in the calculations for figures 12.2 and 12.3.

För samma beräkningsfall erhålles avvikelser i minimivärden som i figur 12.5. Häri finns betydligt fler avvikelser som är större än 0.5 m. De största avvikelserna uppträder för r_R mindre än ca 0.7 m.

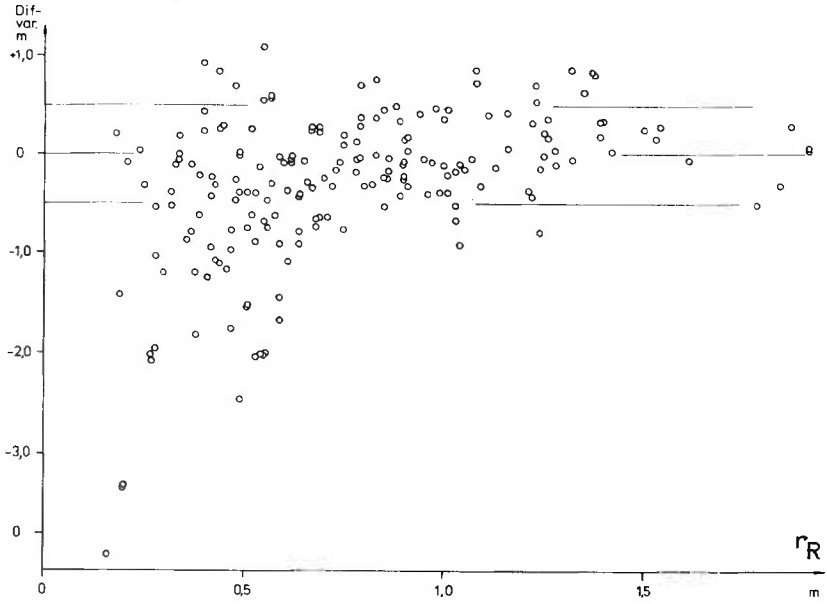
Avvikelsernas medelvärde för beräkning av minimivärden är 0.16 m med standardavvikelse 0.67 m (tabell 12.5).

Eftersom variationsbredden innehåller felmarginal både uppåt och nedåt torde toleransnivån för denna vara 1.0 m. Den beräknade variationsbredden för 5309 ger ca 25 värden större än 1.0 m, figur 12.6. Det är således ca 13% av resultaten som har för stora fel, samtliga dock när r_R har låga värden.



Figur 12.5 Utfallet av avvikelse i beräknade minimivärden i 5309 plottat mot variationsbredden r_R i referensröret 5311.

Deviation in calculated minimum values in well 5309 plotted against water-level range r_R in the reference well 5311.



Figur 12.6 Utfallet av avvikelse i beräknad variationsbredd för 5309 plottat mot variationsbredden i referensröret 5311.

Deviation in calculated water-level range for well 5309 plotted against water level range in the reference well 5311.

Tabell 12.1a Medelvärden för avvikelsen i beräknad maximinivå för rör i Sandsjöbacka $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader

Mean for the discrepancies in calculated maximum level, observation period 3 months.

R \ P	5202	5204	5211	5212	5213	5214	5207	5208	5209	5210
5202	-	4	7	19	-13	16				
5204	6	-	9	21	4	26				
5211	-3	-4	-	14	22	10				
5212	-12	-17	-5	-	-31	-4				
5213	28	44	36	53	-	53				
5214	-10	-14	-2	6	-28	-				
5207							-	-2	32	10
5208							6	-	37	17
5209							-11	-27	-	-8
5210							-5	-17	13	-

Tabell 12.1b Standardavvikelser för avvikelsen i beräknad maximinivå för rör i Sandsjöbacka $x10^{-2}$ m. R=referensrör, P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Standard deviation for the discrepancies in calculated maximum level, observation period 3 months.

R \ P	5202	5204	5211	5212	5213	5214	5207	5208	5209	5210
5202	-	36	22	33	39	27				
5204	27	-	23	40	57	44				
5211	24	41	-	38	44	34				
5212	20	32	17	-	45	16				
5213	65	156	101	131	-	106				
5214	16	35	18	17	41	-				
5207							-	35	51	19
5208							19	-	48	20
5209							18	31	-	12
5210							10	20	19	-

Tabell 12.1a Medelvärden för avvikelsen i beräknad maximinivå för rör i Sandsjöbacka $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader

Mean for the discrepancies in calculated maximum level, observation period 3 months.

R \ P	5202	5204	5211	5212	5213	5214	5207	5208	5209	5210
5202	-	4	7	19	-13	16				
5204	6	-	9	21	4	26				
5211	-3	-4	-	14	22	10				
5212	-12	-17	-5	-	-31	-4				
5213	28	44	36	53	-	53				
5214	-10	-14	-2	6	-28	-				
5207							-	-2	32	10
5208							6	-	37	17
5209							-11	-27	-	-8
5210							-5	-17	13	-

Tabell 12.1b Standardavvikelser för avvikelsen i beräknad maximinivå för rör i Sandsjöbacka $x10^{-2}$ m. R=referensrör, P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Standard deviation for the discrepancies in calculated maximum level, observation period 3 months.

R \ P	5202	5204	5211	5212	5213	5214	5207	5208	5209	5210
5202	-	36	22	33	39	27				
5204	27	-	23	40	57	44				
5211	24	41	-	38	44	34				
5212	20	32	17	-	45	16				
5213	65	156	101	131	-	106				
5214	16	35	18	17	41	-				
5207							-	35	51	19
5208							19	-	48	20
5209							18	31	-	12
5210							10	20	19	-

Tabell 12.2a Medelvärden för avvikelsen i beräknad miniminivå för rör i Sandsjöbacka x10^{-2} m. R=referensrör, P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Mean for the discrepancies in calculated minimum level, observation period 3 months.

R \ P	5202	5204	5211	5212	5213	5214	5207	5208	5209	5210
5202	-	25	9	14	-61	-15				
5204	-38	-	-12	2	-100	-49				
5211	-27	-2	-	-15	-89	-54				
5212	-26	-16	-8	-	-106	-50				
5213	28	35	29	41	-	26				
5214	7	27	18	28	-52	-				
5207							-	-28	-15	-16
5208							9	-	24	-0
5209							-10	-28	-	-35
5210							5	-1	28	-

Tabell 12.2b Standardavvikelser för avvikelsen i beräknad miniminivå för rör i Sandsjöbacka, x10^{-2} m. R=referensrör, P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Standard deviation for the discrepancies in calculated minimum level, observation period 3 months.

R \ P	5202	5204	5211	5212	5213	5214	5207	5208	5209	5210
5202	-	50	40	45	104	39				
5204	67	-	48	52	178	82				
5211	63	57	-	63	156	91				
5212	62	60	62	-	194	86				
5213	46	70	52	77	-	59				
5214	25	46	42	48	106	-				
5207							-	55	86	37
5208							27	-	44	15
5209							51	55	-	64
5210							23	15	52	-

Tabell 12.3a Medelvärden för avvikelsen i beräknad variationsbredd för rör i Sandsjöbacka, $x10^{-2}$ m. R=referensrör, P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Mean for the discrepancies in calculated water-level range, observation period 3 months.

R \ P	5202	5204	5211	5212	5213	5214	5207	5208	5209	5210
5202	-	21	2	-5	-48	-32				
5204	-44	-	-21	-19	-103	-74				
5211	-24	2	-	-29	-67	-64				
5212	-14	1	-4	-	-75	-46				
5213	+0	-8	-7	-21	-	-27				
5214	16	41	20	22	-24	-				
5207							-	-26	-47	-25
5208							3	-	-13	-18
5209							+0	-2	-	-27
5210							10	16	15	-

Tabell 12.3b Standardavvikelser för avvikelsen i beräknad variationsbredd för rör i Sandsjöbacka, $x10^{-2}$ m. R=referensrör, P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Standard deviation for the discrepancies in calculated water-level range, observation period 3 months.

R \ P	5202	5204	5211	5212	5213	5214	5207	5208	5209	5210
5202	-	72	50	61	121	61				
5204	87	-	60	68	217	115				
5211	73	77	-	88	160	112				
5212	66	61	69	-	200	91				
5213	88	192	129	170	-	137				
5214	36	69	50	53	114	-				
5207							-	79	119	50
5208							39	-	58	29
5209							55	52	-	64
5210							29	27	54	-

Tabell 12.4a Medelvärden för avvikelsen i beräknad maximinivå för rör i Harestad, $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Mean for the discrepancies in calculated maximum level, observation period 3 months.

R \ P	5301	5302	5307	5309	5310	5311	5313
5301	-	38	-8	48	53	47	87
5302	-5	-	-18	14	21	14	26
5307	16	78	-	94	96	117	170
5309	-7	-4	19	-	7	1	9
5310	-9	-8	-20	-1	-	-4	0
5311	-6	-4	-20	5	11	-	9
5313	-9	-8	-21	+0	6	-3	-

Tabell 12.4b Standardavvikelser för avvikelsen i beräknad maximinivå för rör i Harestad, $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Standard deviation for the discrepancies in calculated maximum level, observation period 3 months.

R \ P	5301	5302	5307	5309	5310	5311	5313
5301	-	82	22	87	106	93	151
5302	15	-	23	46	67	48	70
5307	26	107	-	130	148	162	238
5309	16	30	27	-	24	28	42
5310	16	29	27	22	-	28	31
5311	13	23	25	25	31	-	27
5313	15	22	25	23	26	20	-

Tabell 12.5a Medelvärden för avvikelsen i beräknad miniminivå för rör i Harestad, $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Mean for the discrepancies in calculated minimum level, observation period 3 months.

R \ P	5301	5302	5307	5309	5310	5311	5313
5301	-	-55	-13	-107	-34	-124	-138
5302	1	-	-7	-70	-1	-75	-73
5307	+0	-23	-	-74	-11	-88	-95
5309	13	29	6	-	44	-9	17
5310	-21	-56	-32	-103	-	-121	-118
5311	+16	31	9	-16	43	-	18
5313	6	12	-3	-35	32	-30	-

Tabell 12.5b Standardavvikelser för avvikelsen i beräknad miniminivå för rör i Harestad, $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Standard deviation for the discrepancies in calculated minimum level, observation period 3 months.

R \ P	5301	5302	5307	5309	5310	5311	5313
5301	-	136	40	176	125	201	256
5302	31	-	46	122	69	127	144
5307	28	84	-	133	96	151	197
5309	42	88	39	-	70	76	95
5310	86	206	104	201	-	220	213
5311	29	64	29	67	66	-	67
5313	41	84	50	103	59	77	-

Tabell 12.6a Medelvärden för avvikelsen i beräknad variationsbredd för rör i Harestad, $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Mean for the discrepancies in calculated water-level range, observation period 3 months.

R \ P	5301	5302	5307	5309	5310	5311	5313
5301	-	-93	-4	-155	-86	-171	-225
5302	6	-	11	-83	-22	-89	-99
5307	-16	-101	-	-168	-107	-205	-265
5309	20	33	26	-	37	-11	9
5310	-12	-48	-12	-102	-	-117	-118
5311	22	35	29	-21	32	-	9
5313	16	20	18	-36	26	-27	-

Tabell 12.6b Standardavvikelser för avvikelsen i beräknad variationsbredd för rör i Harestad, $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Standard deviation for the discrepancies in calculated water-level range, observation period 3 months.

R \ P	5301	5302	5307	5309	5310	5311	5313
5301	-	203	52	245	210	268	374
5302	39	-	53	143	114	153	188
5307	47	171	-	241	215	289	399
5309	51	101	54	-	76	92	117
5310	91	221	108	213	-	235	232
5311	36	74	45	82	77	-	79
5313	47	93	58	112	71	85	-

Vid beräkning av felet i maximinivåer inom Sandsjöbackaområdet (Tabell 12.1a) erhölls 42 medelvärden. Av dessa var endast två större än 0.50 m. Om man tar hänsyn till spridningen kring medelvärdet blir resultatbilden lite annorlunda. Maximala felet bör vara mindre än 0.50 m. Med standardavvikelsen som spridningsmått faller ca 67% inom summan av medelvärde och standardavvikelse, vars absolutbelopp bör vara mindre än 0.50 m; $|\bar{x}\pm s| \leq 0.5$ m. Detta innebär att medelvärdet $\bar{x}$ bör vara mindre än förslagsvis 0.17 m med standardavvikelsen <0.33 m. I maximinivåberäkningen, tabell 12.1a är 28 av 42 medelvärden mindre än 0.17 m och i tabell 12.1b är antalet standardavvikelser <0.3 m 23 st. Vid en sammanräkning av värden ur tabell 12.1a och b erhålles 23 av 42 värden med $|\bar{x}\pm s| \leq 0.5$ m. Mer än hälften av alla rörpar uppfyller fordringarna vid en mätperiod av 3 månader utan någon föregående jämförande analys. Vid närmare granskning finner man att av de "felande" 19 står 5213 för 10 värden. 5213 är beläget intill avrinningsområdets utlopp i lågläge, vilket kan innebära att detta rör har ett variationsmönster som i tillräckligt betydande grad avviker från de övriga.

Vid beräkning av felet i maximinivåer inom Harestadsområdet (tabell 12.4) erhölls också 42 medelvärden varav endast 7 är större än 0.5 m. Med spridningen inräknad föll 27 värden inom $|\bar{x}\pm s| < 0.5$ m. De resterande 15 fördelades lika mellan 5301, 5302 och 5307 som referensrör.

Vid beräkning av felet i maximinivåer inom Härskogsområdet (tabell 12.7) erhölls 42 medelvärden, samtliga mindre än 0.5 m. Med spridningen inräknad föll 29 värden inom $|\bar{x}\pm s| < 0.5$ m. I denna beräkning har 7 av 15 rör i Härskogen medtagits.

Vid beräkningen av felet i miniminivåer inom Sandsjöbackaområdet (tabell 12.4) erhölls 18 medelvärden av 42 mindre än 0.5 m. Med spridningen inräknad föll endast 6 värden inom $|\bar{x}\pm s| < 0.5$ m.

Vid beräkningen av felet i miniminivåer inom Harestadsområdet (tabell 12.5) erhölls 15 medelvärden mindre än 0.5 m. Med spridningen inräknad erhölls bara 4 värden inom intervallet $|\bar{x} \pm s| < 0.5$ m.

Vid beräkning av felet i miniminivåer inom Härskogsområdet (tabell 12.8) erhölls 28 medelvärden mindre än 0.5 m. Med spridningen inräknad föll endast 5 inom $|\bar{x} \pm s| \leq 0.5$ m.

Metoden ger således med 3 månaders mätperiod ganska stora fel vid beräkningen av miniminivå.

En beräkning av felet i variationsbredden gav, som väntat efter minimiresultaten, ganska stora fel för ~~båda~~ de tre områdena.

Tabell 12.7a Medelvärden för avvikelsen i beräknad maximinivå för rör i Härskogen, $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Mean for the discrepancies in calculated maximum level, observation period 3 months.

R \ P	5404	5405	5408	5410	5411	5413	5414
5404	-	17	13	27	13	20	9
5405	-10	-	-10	-3	0	4	-14
5408	7	17	-	15	19	23	-3
5410	-2	7	-6	-	8	13	-11
5411	-9	4	-7	0	-	6	-11
5413	-13	-2	-14	-9	-3	-	-17
5414	16	25	17	34	25	33	-

Tabell 12.7b Standardavvikelser för avvikelsen i beräknad maximinivå för rör i Härskogen, $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Standard deviation for the discrepancies in calculated maximum level, observation period 3 months.

R \ P	5404	5405	5408	5410	5411	5413	5414
5404	-	30	41	58	21	30	46
5405	17	-	22	24	13	9	24
5408	42	45	-	35	51	46	29
5410	23	23	21	-	26	26	20
5411	14	13	25	26	-	14	25
5413	19	9	24	27	13	-	25
5414	42	43	39	57	47	51	-

Tabell 12.8a Medelvärden för avvikelsen i beräknad miniminivå för rör i Härskogen, $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Mean for the discrepancies in calculated minimum level, observation period 3 months.

R \ P	5404	5405	5408	5410	5411	5413	5414
5404	-	-56	-126	-158	-30	-40	-100
5405	31	-	-58	-64	12	12	-33
5408	62	26	-	11	40	40	17
5410	55	17	-15	-	34	-31	6
5411	15	-25	-79	-98	-	-9	-54
5413	12	-36	-93	-113	-11	-	-63
5414	37	0	-34	-32	15	13	-

Tabell 12.8b Standardavvikelser för avvikelsen i beräknad miniminivå för rör i Härskogen, $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Standard deviation for the discrepancies in calculated minimum level, observation period 3 months.

R \ P	5404	5405	5408	5410	5411	5413	5414
5404	-	88	166	215	55	78	170
5405	49	-	91	116	31	37	83
5408	67	34	-	29	45	49	28
5410	62	33	34	-	41	48	28
5411	47	48	109	150	-	45	107
5413	60	91	153	202	58	-	125
5414	56	45	54	68	46	56	-

Tabell 12.9a Medelvärden för avvikelsen i beräknad variationsbredd för rör i Härskogen, $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Mean for the discrepancies in calculated water-level range, observation period 3 months.

R \ P	5404	5405	5408	5410	5411	5413	5414
5404	-	-73	-139	-185	-43	-60	-108
5405	41	-	-48	-62	12	8	-19
5408	55	9	-	-4	21	17	19
5410	58	10	-9	-	26	18	17
5411	24	-28	-72	-78	-	-15	-44
5413	24	-35	-79	-104	-8	-	-46
5414	22	-26	-51	-65	-11	-19	-

Tabell 12.9b Standardavvikelser för avvikelsen i beräknad variationsbredd för rör i Härskogen, $x10^{-2}$ m. R=referensrör och P=prognosrör. Beräkningsperiod = 3 månader.

Standard deviation for the discrepancies in calculated water-level range, observation period 3 months.

R \ P	5404	5405	5408	5410	5411	5413	5414
5404	-	116	200	266	73	105	211
5405	62	-	95	126	39	40	93
5408	83	58	-	50	67	64	50
5410	75	45	47	-	50	57	43
5411	55	58	119	167	-	55	117
5413	67	96	158	212	62	-	131
5414	80	81	91	122	80	93	-

12.2 Resultat av analys mellan olika referensområden

12.2.1 Beräkningar mellan referensområdena Sandsjöbacka och Harestad

De olika referensområdena i Grundvattennätet har var och ett sin observatör. Detta medför att det ofta är någon eller några dagars förskjutning mellan mättillfällena mellan olika områden. I en första beräkning mellan olika referensområden utnyttjades data från de kontinuerliga mätningarna i rör 5202 i Sandsjöbacka för att få mätdata från samma datum som de manuella mätningarna i Harestad. Avståndet mellan dessa två referensområden är ca 35 km (se figur 10.8). Båda områdena ligger på ungefär samma avstånd från kusten och har ganska lika hydrogeologiska förhållanden. Alla rör som ingår i denna beräkning står i slutna akviferer. Jämförelseperioden här är april 1979 - februari 1982, dvs ca 85 perioder à 3 månader, se tabell 12.10a.

I dessa beräkningar med samma mätdatum erhölls god överensstämmelse mellan de beräknade maximinivåerna och de

verkliga, se tabell 12.10a. Sämst är resultaten för de två fall då rör 5202 är prognosrör och 5301 resp 5307 är referensrör.

Vid beräkning av minimivärden erhölls lika många dåliga som bra resultat, se tabell 12.10b. För variationsbredden faller fyra resultat utanför intervallet ± 1.0 m.

Tabell 12.10a Medelvärde och standardavvikelse för beräknad maximinivå för rör i Sandsjöbacka och Harestad, $\times 10^{-2}$. Beräkningsperiod = 3 månader. Samma mätdatum.

Mean and standard deviation for the calculated maximum level for wells in Sandsjöbacka and Harestad. Observation period 3 months. Equal date.

	5202 ref		5202 prog		C
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	
5301	-6	12	48	144	0.65
5302	-8	16	14	24	0.75
5307	-14	21	71	96	0.52
5309	2	22	4	23	0.67
5310	5	16	-2	15	0.67
5311	-7	22	10	23	0.84
5313	1	34	5	20	0.79

Tabell 12.10b Medelvärde och standardavvikelse för beräknad miniminivå för rör i Sandsjöbacka och Harestad. Beräkningsperiod = 3 månader. $x10^{-2}$ m.

Mean and standard deviation for the calculated minimum level for wells in Sandsjöbacka and Harestad. Observations period 3 months.

	5202 ref		5202 prog	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
5301	2	16	-30	70
5302	-9	31	0	33
5307	-6	22	-4	46
5309	-13	50	-10	68
5310	7	38	-33	83
5311	21	39	-27	56
5313	-3	65	-15	51

Tabell 12.10c Medelvärde och standardavvikelse för beräknad variationsbredd hos grundvattennivån i rör i Sandsjöbacka och Harestad. Beräkningsperiod = 3 månader. $x10^{-2}$ m.

Mean and standard deviation for the calculated water-level range for wells in Sandsjöbacka and Harestad. Observation period 3 months.

	5202 ref		5202 prog	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
5301	8	23	-78	190
5302	-1	36	-14	47
5307	8	34	-75	121
5309	-16	59	-14	80
5310	1	45	-31	90
5311	27	54	-37	75
5313	-3	82	-19	64

För att utröna vad det kan innebära för resultat att mättillfällena ej är på exakt samma datum i olika områden (utan med några dagars förskjutning) utfördes motsvarande beräkning med rapporterade mättillfällen (för detta fall är mätdatum för 5202 likställt med de övriga rören i Sandsjöbackaområdet).

Resultaten i dessa beräkningar blev i de flesta fall ungefär desamma som när samma mätdatum utnyttjades, se tabell 12.10. Det är i allmänhet blott några få dagar som kan skilja mellan mättillfällena i de båda områdena. Grundvattennivåns förändring under dessa få dagar synes ha liten betydelse för det genomsnittliga utfallet.

Tabell 12.11a Medelvärde och standardavvikelse för beräknad maximinivå för rör i Sandsjöbacka och Harestad. Beräkningsperiod ≈ 3 månader. Ordinarie mättillfällen. $x10^{-2}$ m.

Mean and standard deviation for the calculated maximum level for wells in Sandsjöbacka and Harestad. Observation period 3 months. Dates are not exactly the same.

	5202 ref		5202 prog		C
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	
5301	-6	12	32	78	0.62
5302	-8	16	13	21	0.78
5307	-15	20	64	84	0.60
5309	2	21	3	21	0.67
5310	5	18	-1	16	0.73
5311	-6	31	9	20	0.88
5313	2	45	4	19	0.83

Tabell 12.11b Medelvärde och standardavvikelse för beräknad miniminivå för rör i Sandsjöbacka och Harestad. Beräkningsperiod = 3 månader. $x10^{-2}$ m.

Mean and standard deviation for the calculated minimum level for wells in Sandsjöbacka and Harestad. Observation period 3 months.

	5202 ref		5202 prog	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
5301	0	17	-20	65
5302	-13	33	4	35
5307	-8	23	-1	50
5309	-15	47	-4	70
5310	3	36	-30	91
5311	17	37	-20	39
5313	-8	65	-8	42

Tabell 12.11c Medelvärde och standardavvikelse för beräknad variationsbredden hos grundvattennivån i rör i Sandsjöbacka och Harestad. Beräkningsperiod = 3 månader. $x10^{-2}$ m.

Mean and standard deviation for the calculated water-level range for wells in Sandsjöbacka and Harestad. Observation period 3 months.

	5202 ref		5202 prog	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
5301	6	23	-52	113
5302	-4	35	-9	44
5307	7	30	-65	111
5309	-17	52	-7	78
5310	-2	44	-29	102
5311	22	57	-29	52
5313	-11	91	-12	51

12.2.2 Beräkningar mellan referensområdena Sandsjöbacka och Härskogen

För denna beräkning har data från rör 5202 i Sandsjöbacka-området med samma datum som mätningarna i Härskogen utnyttjats. Rör 5202 står i sluten akvifer (sand under lera) medan flertalet av rören i Härskogen står i öppna akviferer (morän). I ~~avsnitt 5.10~~ redovisades ett exempel på grundvattennivåns variation i dessa båda områden vid samtidiga regntillfällen. Av detta exempel framgick att det i intermittenta mätningar med 15 dagars intervall inte fanns någon större skillnad i grundvattennivåns variationer. Avståndet mellan dessa områden är ca 35 km (se figur 10.8). De hydrologiska förhållandena är olika för de båda områdena, varför beräkningsresultaten inte borde vara bra - metodens förutsättningar är inte tillräckligt uppfyllda. Resultaten redovisas i tabell 12.12. fig. 3.10

Tabell 12.12a Medelvärde och standardavvikelse för beräknad maximinivå för rör i Sandsjöbacka och Härskogen. Beräkningsperiod = 3 månader. Ordinarie mättillfällen. $x10^{-2}$ m.

Mean and standard deviation for the calculated maximum level for wells in Sandsjöbacka and Härskogen. Observation period 3 months.

	5202 ref		5202 prog		C
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	
5404	4	16	1	26	0.72
5405	8	17	-9	18	0.73
5408	-6	22	17	38	0.69
5410	-2	19	7	38	0.72
5411	4	12	-2	17	0.79
5413	7	18	-4	19	0.75
5414	-8	13	29	47	0.68

Tabell 12.12b Medelvärde och standardavvikelse för beräknad miniminivå för rör i Sandsjöbacka och Härskogen. Beräkningsperiod = 3 månader. $x10^{-2}$ m.

Mean and standard deviation for the calculated minimum level for wells in Sandsjöbacka and Härskogen. Observation period 3 months.

	5202 ref		5202 prog	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
5404	-2	20	-18	60
5405	-1	20	-17	67
5408	-16	32	10	34
5410	-12	39	2	29
5411	-3	14	-7	41
5413	13	25	-81	140
5414	-19	29	27	36

Tabell 12.12c Medelvärde och standardavvikelse för beräknad variationsbredden hos grundvattennivån i rör i Sandsjöbacka och Härskogen. Beräkningsperiod = 3 månader. $x10^{-2}$ m.

Mean and standard deviation for the calculated water-level range for wells in Sandsjöbacka and Härskogen. Observation period 3 months.

	5202 ref		5202 prog	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
5404	-6	30	-19	71
5405	-10	30	-9	72
5408	-11	41	-8	52
5410	-10	47	-5	44
5411	-7	23	-4	51
5413	6	36	-77	149
5414	-11	30	-2	53

12.2.3 Beräkningar mellan referensområdena Sandsjöbacka och Djurarpsdalen

Även i denna beräkning har mätdata från 5202 utnyttjats. Data har uttagits för samma datum som mätningarna i Djurarpsdalen vid Varberg. I detta område finns fyra observationsrör med lång observationsperiod. Djurarpsdalens akviferer är slutna. Rörens silar står i sandlager som överlagras av flera ler- och sandlager (Sydsvenska ingenjörsbyrån,(1963), Nordberg & Persson (1974a)). Djurarpsdalen ligger något längre från kusten än Sandsjöbackaområdet. Avståndet mellan Sandsjöbackaområdet och Djurarpsdalen är ca 50 km.

Tabell 12.12c Medelvärde och standardavvikelse för beräkningar av maximinivå (difmax), miniminivå (difmin) och variationsbredd (difvar) för rör i Sandsjöbacka och Djurarpsdalen. Beräkningsperiod = 3 månader. Samma mätdatum.

Mean and standard deviation for the calculated maximum (difmax), minimum (difmin) levels and water-level range (difvar) for wells in Sandsjöbacka and Djurarpsdalen. Observation period 3 months. Equal dates.

	5202 ref		5202 prog		C
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	
Difmax					
1302	-73	82	146	217	0.66
1303	-64	78	114	201	0.70
1304	-19	30	36	63	0.83
1305	-18	24	72	111	0.69
Difmin					
1302	-58	105	29	39	
1303	-75	139	20	43	
1304	-34	65	20	31	
1305	-22	44	17	39	
Difvar					
1302	15	119	-117	214	
1303	-12	155	-94	217	
1304	-15	74	-17	72	
1305	-5	50	-54	125	

Beräkningsresultaten redovisas i tabell 12.13. Korrelationskoefficienten är högst för 5202-1304 och detta rörpar ger också de bästa resultaten. Resultaten är inte så bra som i avsnitt 12.2.1 och 12.2.2. Det är bara två av åtta beräkningar för maximinivåer som är någorlunda bra; för 5202-1304 och 5202-1305. Ungefär samma resultat erhålles för variationsbredden. I övrigt är avvikelsen beräknat som $|\bar{x} \pm s|$ större än 0.5 resp 1.0 meter. Med tanke på att de båda områdena har något olika klimatiska förhållanden är detta resultat i överensstämmelse med vad som allmänt kan förväntas.

13. FELANALYS

Det finns ett flertal felkällor i den presenterade metoden. I avsnitt 7.5.1 diskuterades mätintervallets inverkan på informationsnoggrannheten om grundvattennivåvariationerna. Med utgångspunkt från att det är referensområdenas mätintervall som måste utnyttjas är det redan här ett fel, av mer eller mindre känd storlek, som inte kan undvikas. Det förefaller sannolikt att man skulle få bättre resultat om mätintervallet kunde förkortas. Detta är med nuvarande ekonomi troligen inte möjligt att genomföra i Grundvattennätet. Varje halvering av mätintervallet medför en fördubbling av kostnaderna. Enligt den inledande analysen synes mätperiodens längd vara av avgörande betydelse (se avsnitt 9).

13.1 Inverkan av mätperiodens längd på beräkningsresultatet

I de inledande försöken med beräkningsmodellen hade Andersson & Södergårds (1982) för en tidig variant sammanställt antalet beräkningsresultat för maximinivån som överskred densamma med mer än 0.5 cm (figur 9.2). En lagom mätperiod vore härvid 3 månader och de fortsatta beräkningarna har i huvudsak gällt denna tidsperiod som omfattar 7 mättillfällen. I ett senare skede har ny analys av inverkan av mätperiodens längd utförts, se tabell 12.9. Beräkningen har omfattat mätperioderna 1, 2, 3, 4, 5 och 6 månader. Av tabellen framgår att ju längre mätperiod desto bättre resultat, vilket förefaller ganska naturligt. I de flesta fall är resultaten med 3 månaders observationsperiod bra och förlängning av perioden ger måttliga förbättringar i medelvärden och dessas standardavvikelse, se tabell 13.1 och figur 13.1. I princip ger längre observationsperiod bättre resultat än korta perioder.

Tabell 13.1 Beräkning med olika långa observationsserier, 1-6 månader för de två rörparen 5202-5214 och 5311-5309.

Difmax = avvikelse från verkligt max-värde.
Difmin = avvikelse från verkligt min-värde.
Difvar = avvikelse från verkligt variationsvärde.

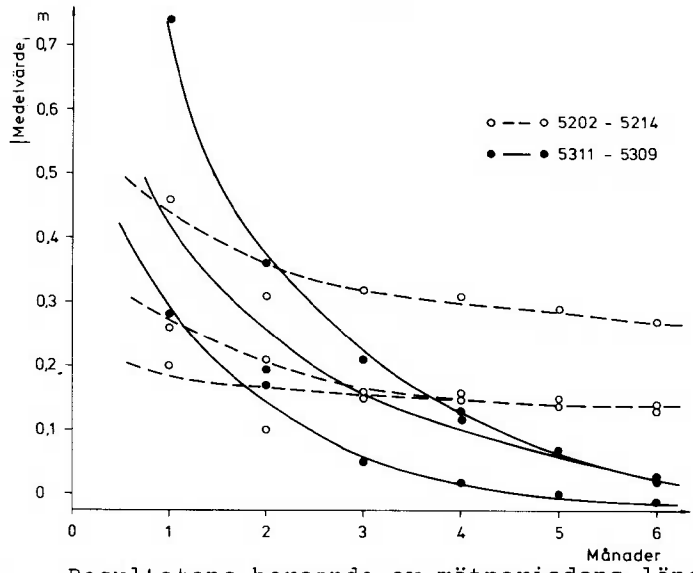
Calculation with observation series with different lengths, 1-6 months.

Difmax = deviation from real maximum value.
Difmin = deviation from real minimum value.
Difvar = deviation from real water-level range.

Månader			1	2	3	4	5	6
S0214	Difmax	$\bar{x}$	20	10	16	16	15	14
		s	57	35	27	25	24	23
	Difmin	$\bar{x}$	-26	-21	-15	-15	-14	-13
		s	118	78	39	34	31	28
	Difvar	$\bar{x}$	-46	-31	-32	-31	-29	-27
		s	167	100	61	55	51	47
N1109	Difmax	$\bar{x}$	28	17	5	2	0	-1
		s	114	33	25	19	14	12
	Difmin	$\bar{x}$	-46	-19	-16	-12	-7	-3
		s	186	71	67	56	49	42
	Difvar	$\bar{x}$	-74	-36	-21	-13	-7	-2
		s	246	97	82	65	54	45

13.2 Grundvattennivåvariationernas inverkan på resultatet

I diagrammen 12.2, 12.5 och 12.6 åskådliggörs avvikelserna i beräkningsresultaten visavi variationsbredden under den korta observationsperioden. Det framgår därav att ju större variationsbredden r_R är i referensröret, desto mindre blir avvikelserna i resultatet. I förusättningarna för metoden finns antagandet att variationsbredden i referensrör och prognosrör skall kunna jämföras. Det förefaller därför naturligt att resultatet blir bättre ju större del av den totala variationsbredden man kan utnyttja. I diagrammen 12.2 och ett mycket stort antal andra liknande -



Figur 13.1 Resultatens beroende av mätperiodens längd, medelvärden för avvikelse i maximinivå, miniminivå och variationsbredd för rörparen 5202-5214 och 5311-5309.

Relationship between the length of the observation interval (in months) and the deviations in calculated maximum- and minimum levels and the water-level range for wells 5202-5214 and 5311-5309.

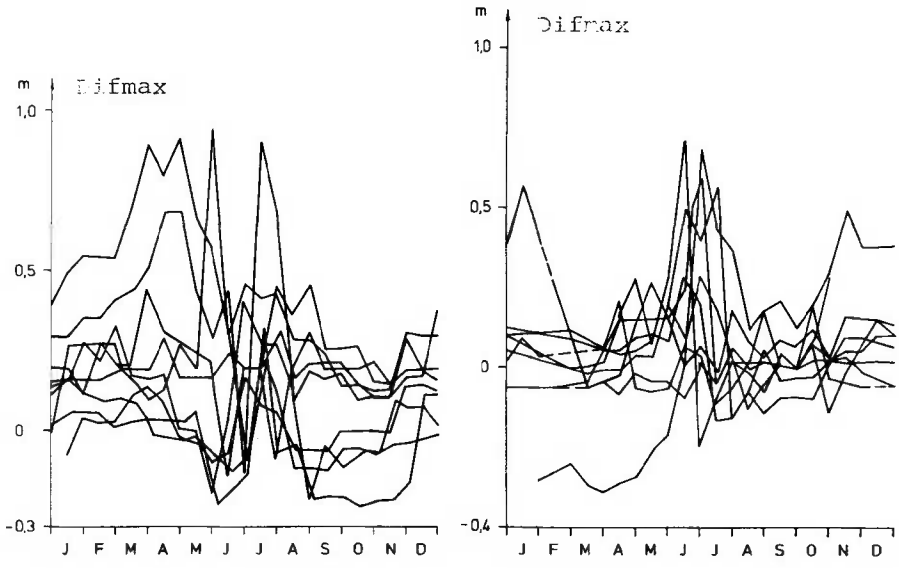
här ej redovisade - har antalet fel större än 0.5 m nästan helt försvunnit när r_R är större än ca 30% av referensrörets hela variationsbredd. För grundvattennivån i det rör som skall prognosticeras är det inte möjligt att ge några mått på lämplig variationsbredd hos grundvattennivån under observationsperioden.

13.3 Årstidens inverkan på beräkningsresultaten

I de inledande analyserna föreföll flest fel uppkomma när observationsperioden omfattade sensommaren. Denna tendens finns kvar om än i mindre omfattning. I figur 13.2 redovisas två exempel på avvikelsernas storlek hos beräknad maximinivå i förhållande till observationsperiodens (3 mån) startdatum. Det framgår härav att stora fel uppstått under vissa år under vår och försommar. Observationsperioderna har härvid omfattat sommaren med de därunder förekommande

lokala regn. Eftersom variationerna i referensrör och prognosrör förutsatts vara likformiga kan lokala regn medföra avvikelser som i sin tur ger utslag i resultatet.

Vid jämförelser mellan rören 5202 och 5213 i Sandsjöbacka erhölls stora fel under vår och försommar. Detta kan i första hand tillskrivas rörens olika terrängläge. Rör 5202 står i sluttning medan 5213 står i lågläge intill huvudvattendraget. Vattennivån i 5213 varierar därför på ett något annorlunda sätt än i 5202.



Figur 13.2 Felens storlek i förhållande till mätperiodens startdatum för rörparen 5202-5214 och 5208-5207.

Deviations in calculations of maximum levels versus the starting date of the observation period for the well pairs 5202-5214 and 5208-5207.

14 BESKRIVNING AV ARBETSGÅNG VID METODENS ANVÄNDNING

Den presenterade metoden att beräkna högsta och lägsta grundvattennivåer för ett nytt område gav nivåer som torde ha förekommit under referensseriens tidsperiod. De tillgängliga referensserierna är emellertid relativt korta - i Göteborgsområdet ca 13 år. Det är därför önskvärt att dessa serier förlängs. Genom analysen i kapitel 8 av ett antal långa mätserier är det möjligt att med god noggrannhet approximera mätseriernas extremvärden till normalfördelning. Med ekvation (6-19) kan de extremvärden beräknas som motsvarar önskat återkomstintervall, t ex 50, 100 eller 200 år (motsvarar sannolikheten för underskridande 98, 99 resp. 99.5 %). Kite (1977) har angivit formler och tabeller för beräkning av felet i denna bestämning.

Arbetsgång:

A Val av referensrör. Man bör i första hand välja referensrör med samma terrängläge som prognosröret och som dessutom är beläget på kort avstånd från detsamma. Vid tveksamhet bör korrelationskoefficienten för mätvärdena från referensrör och prognosrör beräknas för den aktuella perioden. Koefficienten bör vara i intervallet 0.9-1.0. Variationsbredden hos vattennivån i referensröret under beräkningsperioden bör vara större än 30% av referensrörets totala variationsbredd. Beräkningsperiod minst 3 månader, dvs 7 mätvärden.

B Uttag ur mätserien av a) årliga miniminivåer i referensröret b) däremellan årliga maximinivåer.

C Beräkning av medelvärde och standardavvikelse för dessa båda serier.

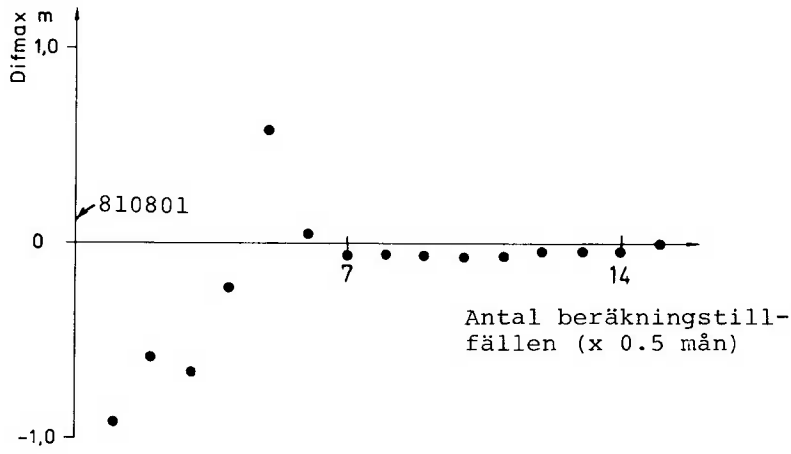
D Beräkning av högsta resp lägsta nivå med visst återkomstintervall för referensröret.

E Beräkning av högsta och lägsta nivå (dvs med samma återkomstintervall) för prognosröret med metodens formel.

F Bedömning av resultatet. Maximivärden har hittills varit inom felmarginalerna, medan miniminivåer ibland blivit för låga.

G Om mätperioden är längre än tre månader kan nya beräkningar utföras med successivt utökat antal mätvärden.

I de beräkningar som genomförts har det blivit successivt bättre resultat allteftersom mätperioden utökats. Ett exempel har uppritats i figur 14.1. Data för detta och ytterligare några från samma rörpar är listade i bilaga.



Figur 14.1 Exempel på skillnaden mellan beräknad och observerad maximinivå för rörparet 5311-5309 med successivt förlängd mätperiod.

An example of the difference between the calculated and the observed maximum levels for wells 5311-5309 with successively prolonged observation period.

15. UTVECKLINGSMÖJLIGHETER FÖR METODEN

Den framtagna metoden är enkel i sin uppbyggnad och resultaten är mycket goda vid beräkning av maximinivåer. De beräknade miniminivåerna avviker mer och det förefaller som om ytterligare någon parameter bör användas. De låga nivåerna uppträder under sensommaren eller tidig höst. För att de lägsta nivåerna skall ernås måste nederbördsmängden under sommaren vara låg och dessutom måste även vårens nederbörd vara ringa. Ju tidigare vårens-sommarens torrperiod startar och ju längre den varar desto lägre sommarnivåer uppkommer. Det skulle således kunna vara en förbättring för metoden att införa någon faktor som beaktar klimatzonens torrperioder.

Den beskrivna metoden bygger på i tiden ganska glesa observationer, två per månad. Detta eftersom referensområdena i Grundvattennätet har detta mätintervall som standard. I framtiden kan, med lämplig och förbilligad teknik, kanske observationer av grundvattennivåer övertagas av mikroprocessstyrda tryckgivare med elektroniska minnen. Detta skulle ge möjlighet till tätare observationer med lika många (eller färre) resor för observatörerna. Med nuvarande teknikutveckling förefaller detta vara helt möjligt inom snar framtid. Den trängsta sektionen är att marknaden för dessa insamlingsutrustningar inte är ekonomiskt stark.

Den av Unny et al (1981) beskrivna mönsteranalysen förefaller vara möjlig att tillämpa på fluktuationsmönstret hos grundvattennivån. Med lämplig datateknik kan den kanske vara en förfinad analysmetod efter samma principer som tillämpas i detta arbete.

Den beskrivna metoden har i detta arbete tillämpats på små slutna och öppna akviferer i Göteborgsregionen. Det i tiden närmaste arbetet är att utvidga metodens tillämpningsområde till andra klimatregioner, främst de områden i Sverige där tätbebyggelse sker på lermark.

SUMMARY

In Sweden a growing awareness of the problems concerning hydrogeology in urban areas began in the mid 1960's. Considerable damage to buildings due to ground water was discovered in several cities. A research group called STEGA started. They found among other things, that there was a need for reference areas with undisturbed ground-water level fluctuations around the city of Göteborg. These reference areas, three in all, were established by the author under supervision of professor Y. Gustafsson in 1970-71. Later, in order to use the collected data in this project (readings were made twice a month), it was found that intermittent data were not sufficient enough to be used as a basis for detailed evaluations.

In the Göteborg area most aquifers are confined aquifers: thin layers of sand and/or till covered with soft clay. This clay is the most common foundation ground in the Göteborg region as it also is in many other places in the south and in the middle of Sweden. The water-level data to be used in calculations of landslide risks in clay slopes and in settlement calculations are the pore-water pressure in the clay and the piezometric pressure in permeable layers in or under the clay.

In this project the ordinary measurements in the ground-water network areas have been used as well as data from water-level recorders mounted on observation wells in confined aquifers (sand or till below soft clay) and open aquifers (till or glacifluvial sand and gravel). The recorders have been used on different wells during short periods and for 4.7 years on two wells. Continuous graphs of ground-water level fluctuations (figures 5.7 and 5.8) from the recorders are the basis for the method presented in this paper.

The intermittent data (twice a month) from the reference areas are evaluated to find errors of different kinds: random errors (such as misreadings), mistakes in writing,

misprints, systematic errors, such as allowing the well to flow before lengthening the well-pipe, or lowered well rim for well maintenance. Calculations are made to suggest largest possible differences between readings two weeks apart or with other time intervals. Differences between continuous recordings and intermittent readings are discussed and presented (figure 7.6).

The three reference areas have about 35 observation wells all together. The water fluctuations in the wells are evaluated and compared in different ways. The water data from the wells with recorders are evaluated together with rainfall data. Correlations analysis is made on these data to obtain relationships between different parameters. The results do not show perfect correlation.

Statistical analyses are made on maximum and minimum ground-water levels from 12 Swedish and five non-Swedish wells. The Swedish wells have rather short data series, 20-30 years. The series from non-Swedish wells are 40, 42, 49, 70 and 120 years long (compiled from published papers). The longest series is from Chilgrove in Sussex, England, and analysed data from the well are from the period 1836-1955. The statistical analysis contains calculations of skewness, Pearson's beta factors and errors in estimation using different probability distributions (according to Kite, 1977) and χ^2-test. The assumption that maximum and minimum ground-water levels are normally distributed could not generally be rejected. This conflicts with the common assumption that extreme values of hydrologic parameters are considered to be log-normally distributed.

The analysed series are from different climatic regions and, despite of this fact, there is no difference between them in the results from this statistical analysis.

The variations of the ground-water level in a water-table aquifer and in the ground water pressure level (piezo-

metric level) in a confined aquifer are heavily dependent on the climatic conditions. Precipitation results in an increasing level, while drought or frost result in decreasing levels.

To obtain a good estimate of the maximum water level an observation period of 10-20 years is required. This is a long time and, unfortunately, such measurements only exist for a very limited number of observation localities.

The ground-water level variations for two different localities are generally sufficient for correlation, even for localities 35 km apart (chapters 5 and 12). This observation and the well-recorder diagrams have been used for different hypotheses predicting extreme ground-water levels. One of these hypotheses proved to be far superior to the others, and is presented and tested in this paper.

The new method of calculating ground-water levels in areas with very short water-level observation series (a few months) assumes that for all localities within the same climatic region: 1) the respective variations during a short observation period are proportional between different wells and 2) the difference between the lowest level during the short observation period and the maximum level during a long observation period is proportional between different wells. This method gives the maximum ground-water level in the "new" area during the long observation period in the reference area.

This hypothesis has been tested with calculations between 63 observation wells using a three-month observation period and with a total testing period of 9 years. This test gives about 220 periods per pair of wells, plus the inverted procedure. The results are presented in the figures of chapter 12 in different ways for one pair of wells as an example, and in tables for the remaining wells. The input data for these figures are listed in the appendix, as are the results for this pair of wells. The results show that in most cases the calculated maximum

water level is within 0.5 metres from the real level observed during the long observation period. This error is within those limits that are needed in calculations of slope stabilities, see figure 9.1. The calculated minimum levels are not within as narrow limits, but in many cases rather well defined. The minimum levels are dependent on the duration of droughts, and that factor is not included in the hypothesis. Since the minimum levels are not as well defined as the maximum levels, the water-level ranges have greater errors.

In order to minimize the errors it was found that if the variation width for the water level in the reference well during the short observation period is higher than 30-35% of its total water-level range, the results are very good. This means that the observation period should be prolonged until the water-level range in the reference well is 30-35% of the total observed during the whole observation period in the reference area. Examples of this are demonstrated from the above mentioned wells in figure 14.1 and appendix.

REFERENSER

CTH = Chalmers tekniska högskola
GU = Göteborgs universitet
RHO = Rapporter hydrologi och oceanografi
RMK = Rapporter meteorologi och klimatologi
SGU = Sveriges geologiska undersökning
SMHI = Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
USGS = United States, Geological Survey
WRR = Water Resources Research
WSP = Water Supply Papers

Ahlin, S, 1980: Beskrivning till berggrundskartan Borås SV. SGU Af 130.

Andersson, O, 1981: Borrning och dokumentation. Borrningsteknik jämte metodik för geologisk datainsamling under borrningens gång. Univ. of Lund, Dept. of Quaternary Geol. Thesis 8. Lund.

Andersson, L & Södergårds, U, 1981. Beräkning av dimensionerande grundvattentryck. Examensarbete i geoteknik med grundläggning, CTH. (Stencil). Göteborg.

Andersson, M G & Burt, T P, 1980: Interpretation of recession flow. J. of Hydrology vol 46, pp 89-101.

Andersson T, 1970: Swedish temperature and precipitation records since the middle of the 19th century. Statens råd för byggnadsforskning, D4:1970. Stockholm.

Arnell, V, 1973: Nederbördsmätare. En sammanställning av några olika mätartyper. CTH, Geohydrologiska forskningsgruppen, Meddelande 4.

Barends, E B J, Brink, K A, Calle, E O F, 1983: Interpretation of field measurements. MIIGS, Noordwijkerhout. pp 243-252.

Benson, M A, 1968: Uniform flood frequency estimating methods for federal agencies. WRR, vol 4, pp 891-908.

Bergström, S, 1976: Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI RHO 7. Norrköping.

Bergström, S, Persson, M, Sandberg, G, 1982: Grundvattensimulering i sluten akvifer, exempel från Harestadsområdet. Vannet i Norden, årg 15, nr 4, pp 13-29.

Bergström, S & Sandberg, G, 1983: Simulation of Groundwater Response by Conceptual Models. Nordic Hydrology, vol 14, pp 71-84.

Biswas, A K, 1965: The hydrologic cycle. Civil Engineering, no 4, pp 70-74.

Brown, R H, Konoplyantsev, A A, Ineson J, Kovalevsky V S (eds), 1972. Ground-water studies. An international guide for research and practice. (Med supplement 1973, 1975, 1977). UNESCO. Paris.

Carlsson, B, 1980: Information från SMHI om arbetet med små fältforskningsområden (FFO). Vannet i Norden, årg 13 nr 4, pp 19-24.

Carlsson H & Engberg, C, 1972: Jordartskartering av delen Härskogen i Göteborgs grundvattenkors. Examensarbete. CTH/GU. Geol. inst. Publ. B10.

Chow, V T (Ed), 1964: Handbook of applied hydrology. (Mc Graw-Hill) New York.

Cooper, H H, Bredehoeft, J D, Papadopulos I S, 1967: Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. WRR, vol 3, pp 263-269.

Csomané Szabó, K, 1968: Különböző valószinüségü talajvizállások meghatározása. (Determination of groundwater levels of different probability.) Vizügyi Közlemények (Hydraulic Proceedings) pp 268-274.

Dalrymple, T, 1960: Flood-Frequency Analyses. USGS, WSP 1543-A. Washington.

Denner, J, 1965: Untersuchung der Gesetzmässigkeit in den Beziehungen zwischen Grundwasser und Niederschlag in längeren Zeitspannen und der Möglichkeit einer Grundwasserstandsvorhersage under besonderer Berücksichtigung der Trockenperioden. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 9. Jahrgang, Heft 4, August 1965.

Dyhr-Nielsen, M, 1972: Loss of information by discretizing hydrologic series. Colorado State University, Hydrology Papers 54, Fort Collins.

Ehlert, K, 1972: Homogenitetskontroll av hydrologiska tidsserier. Nordisk hydrologisk konferanse, Bd2, pp 47-59. Sandefjord.

Eriksson, B, 1980a: Statistisk analys av nederbördsdata. Del II. Frekvensanalys av månadsnederbörd. SMHI, RMK 17. Norrköping.

Eriksson, B, 1980b: Sveriges vattenbalans. Årsmedelvärden (1931-60) av nederbörd, avdunstning och avrinning. SMHI, RMK 18. Norrköping.

Eriksson, B, 1981: Den "potentiella" evapotranspirationen i Sverige. SMHI, RMK 28. Norrköping.

Ericsson, B & Gustavsson, Å, 1977: Geoelektrisk undersökning av delen Harestad i Göteborgs grundvattenkors. Examensarbete. CTH/GU. Geol. inst. Publ. B84.

Eriksson, E, 1970: Groundwater time series. An excercise in stochastic hydrology. Nordic Hydrology, vol 3, pp 181-205.

Eriksson, E, 1977: Groundwater recharge and surface run-off. STRIAE, vol 4, pp 11-12. Uppsala.

Fetter Jr, C W, 1980: Applied Hydrogeology. (Merrill) Columbus.

Fischel, V C, 1956: Long-Term Trends of Groundwater Levels in the United States. Transactions, Am. Geophysical Union, vol 37, pp 429-435.

Freeze, R A & Banner, J, 1970: The Mechanism of Natural Groundwater recharge and discharge. 2. Laboratory column experiments and field measurements. WRR, vol 6, pp 138-155.

Freeze, R A & Cherry, J A, 1979: Groundwater (Prentice-Hall) Englewood Cliffs, N.J.

Freeze, R A & Witherspoon P A, 1967: Theoretical Analysis of Regional groundwater flow. 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. WRR, vol 3, pp 641-656.

Frimpter, M H, 1980a: Probable high groundwater levels on Cape Cod, Massachusetts. USGS, Water-Resource Investigations Open-File Report 80-1008.

Frimpter, M H, 1980b: Probable high groundwater levels in Massachusetts. USGS OF 80-1205.

Fukuda, K, 1973: Fluctuations of water table of shallow groundwater of paddy fields in the down-stream basin of the Aya River. Etudes et Rapport Hydrologie, No 12, part 1, pp 55-69.

Gottschalk, L, Lundager-Jensen, J, Lundquist, D, Solantie, R, Tollan, A, 1979: Hydrologic Regions in the Nordic Countries. Nordic Hydrology, vol 10, pp 273-286.

Gottschalk, L & Nordberg, L, 1977: Mathematical modelling of groundwater level response in different geological environments. SGU C 728.

Grundvattennätet, SGU, 1979: Information om Grundvattennätet. Stencil. 16p.

Gumbel, E J, 1958: Statistics of Extremes. (Columbia Univ. Press) N.Y.

Gustafson, G, 1978: Studies of the hydrogeology of sub-aqueous eskers. CTH/GU. Geol. inst. Publ.A26. Diss.

Gustafsson, Y & Nilsson, L-Y, 1970: "Grundvattenkors" över Stockholm. Byggmästaren, årg 49, h.6, pp 15-16.

Haag, G & Ranch, M, 1981: Lufttryckets betydelse vid grundvattennivåmätningar. CTH/GU. Geol. inst. Publ.B172.

Hagman, L & Ingre, P, 1977: Hydrogeologisk inventering av Sandsjöbackaområdet i Göteborgs grundvattenkors. Examensarbete. CTH/GU. Geol. inst. Publ.B102.

Hallgren, G & Sandsborg, J, 1968: Om grundvattenståndets variationer i Uppsalaåsen åren 1938-67. Grundförbättring vol 21, pp 85-131.

Harr, M, 1977: Mechanics of particulate media. New York.

Headworth, H G, 1972: The analysis of natural groundwater level fluctuations in the chalk of Hampshire. Instn. of water Engrs Journal, pp 107-124.

Hilldén, A, 1979: Deglaciationen i trakten av Berghemsmoränen öster om Göteborg. University of Lund, Department of Quaternary Geology, Thesis 6. Lund.

Hillefors, Å, 1969: Västsveriges glaciala historia och morfologi. Naturgeografiska studier. Medd. från Lunds universitets geografiska institution, Avhandlingar 60. Göteborg.

Hillel, D & Hornberger, G M, 1979: Physical Model of the Hydrology of sloping Heterogeneous Fields. Soil Sci. Soc. Am. J. vol 43, pp 434-439.

Hodgson, F D I, 1978: The use of multiple linear regression in simulating groundwater level responses. Groundwater, vol 16, pp 249-253. + Hubbert, 1940 (sist)

Huff, L C, 1943: A frequency-method of evaluating groundwater levels. Am. geophysical Union, Transactions, vol 24, pp 573-580.

Hvorslev, M J, 1951: Time lag and soil permeability in groundwater observations. Waterways experiment station Corps of engineers, U.S. Army Bull.36. Vicksburg, Miss.

Jackson, R E, Gilliland, J A & Adamowski, K, 1973: Time Series Analysis of the Hydrologic Regimen of a Groundwater Discharge Area. WRR, vol 9, pp 1411-1419.

Jacob, C E, 1940: On the flow of water in an elastic artesian aquifer. Am. Geophysical Union, Transactions, Vol 21, pp 574-586.

Jacob, C E, 1943: Correlation of groundwater levels and precipitation on Long Island, New York. Am. Geophysical Union, Transactions, vol 24, pp 564-573.

Johnson, J, 1981: Grundvattenytans årsamplitud i förhållande till geologisk miljö och den omättade zonens medelmäktighet. Vannet i Norden årg 14, nr 2, pp 3-26.

Johnson, J, 1983: Prognos av årlig lägsta grundvattennivå med hjälp av regressionsanalys. Vannet i Norden årg 16, nr 3, pp 3-11.

Jonasson, S A, 1979: Dimensionering av perkolationsmagasin. En jämförande studie av olika metoder för bestämning av hydraulisk konduktivitet i friktionsjordar. Examensarbete. CTH/GU. Geol. inst. Publ B.138. Göteborg.

Karlsson, H & Skoglund, L, 1976: Jordartskartering inom delen Härskogen i Göteborgs grundvattenkors. Examensarbete. CTH/GU. Geol. inst. Publ.B71. Göteborg.

Kirkby, M J (ed), 1978: Hillslope hydrology. (Wiley). Chichester.

Kisiel, C C, 1969: Time series analysis of hydrologic data. Adv. in Hydroscience, vol 5, pp 1-119. (Academic Press) New York.

Kite, G W, 1975: Confidence Limits for Design Events. WRR, vol 11, pp 48-53.

Kite, G W, 1977: Frequency and risk analyses in hydrology. (Water Resources Publications) Colorado.

Kjellman, W, 1954: Mechanics of large Swedish landslides. Proc. European Conf. on Stability of Earth Slopes, Stockholm, vol 1, pp 75-81. (Även i Geotechnique, vol 5, pp 74-78, 1955.)

Knutsson, G & Fagerlind T, 1977: Grundvattentillgångar i Sverige. SGU Rapp. och medd. 9.

Knutsson G & Morfeldt, C-O, 1978: Vatten i jord och berg. 2.uppl. (Ingenjörsförlaget) Stockholm.

Konoplyantsev, A A, 1970: Evaluation of the groundwater balance of large territories. Symposium on water balance, vol 1, pp 71-77. AISH-Unesco Publ.92.

Kriz, H, 1971: Relations between the abstraction of groundwater and the variations of groundwater level. J. of Hydrology, vol 13, pp 254-262.

Kriz, H, 1972: Statistical processing of long-term observations of groundwaters. J. of Hydrology, vol 16, pp 17-37.

Kruseman, G P & De Ridder, N A, 1970: Analysis and evaluation of pumping test data. International Institute for Land Reclamation and Improvement. Bull. 11. Wageningen.

Lambert, N K, 1974: Étude statistique des fluctuations des nappes souterraines sur des sites sélectionnes. Bull. BRGM (deuxième série) Sect. III, pp 213-216.

Larsson, R & Sällfors, G, 1984: Stabilitetsberäkningar i lera. Väg- och Vattenbyggaren (in press).

Larsson, H & Wallander, B, 1972: Jordartskartering av delen Harestad i Göteborgs Grundvattenkors. Examensarbete. CTH/GU. Geol.inst. Publ.B15. Göteborg.

Law, A G, 1974: Stochastical analysis of groundwater level time series in the western United States. Colorado State University. Hydrology papers No. 68, 26 pp. Fort Collins.

Leggette, R M, 1940: Avsnittet "Long Island" I: Water levels and artesian pressure in observation wells in the United States in 1939. USGS, WSP 886.

Leggette, R M, 1942: Section on Long Island, New York. I: Water levels and artesian pressure in observation wells in the United States in 1940. USGS, WSP 906.

Lindskoug, N-E, & Nilsson, L-Y, 1974: Grundvatten och byggande. STEGAs arbete 1966-1973. Byggforskningen. Rapport R20:1974. Stockholm.

Lissey, A, 1967: The use of reducers to increase the sensitivity of piezometers. J. of Hydrology, vol 5, pp 197-205.

Lohman S W, et al, 1972: Definitions of Selected Groundwater Terms - Revisions and Conceptual Refinements. USGS, WSP 1988. Washington.

Lundegårdh, P H & Sandegren R, 1953: Beskrivning till kartbladet Särö. SGU Aa 195. Stockholm.

Luthin, J N (ed), 1957: Drainage of agricultural lands. Am. Soc. Agron., Monograph 7. Madison, Wisc.

Löfquist, B, 1973: Lerskred genom vattenupptryck. Väg- och Vattenbyggaren, pp 187-190.

Marine, I W, 1963: Correlation of water level fluctuations with climatic cycles in the Oklahoma Panhandle. USGS, WSP 1669-K.

Magnusson, E, 1978: Beskrivning till Jordartskartan Göteborg SO. SGU Ae 26. Stockholm.

McWhorther, D B & Sunada, D K, 1977: Groundwater hydrology and hydraulics. (Water Resources Publications) Fort Collins.

Meinzer, O E, & Wenzel, L K, 1936: Water levels and artesian pressure in observation wells in the United States in 1935. USGS, WSP 777. Washington.

Meinzer O E, & Sterns N D, 1929: A study of groundwater in the Pomperang Basin, Connecticut. USGS, WSP 579-B.

Merriam, C F, 1942: Analysis of natural fluctuations in groundwater evaluation. Am. Geophys. Union, Transactions, vol 23, pp 598-602.

Merriam, C F, 1945: Interpretation of natural fluctuations of groundwater in Terms of River Flow. Am. Water Works Ass., Journal, vol 37, pp 632-637.

Merriam, C F, 1948: Groundwater records in river-flow forecasting. Am. Geophys. Union, Transactions vol 29, pp 384-386.

Merriam, C F, 1951: Evaluation of two elements effecting the characteristics of the recession curve. Am. Geophys. Union, Transactions vol 32, pp 597-600.

Merriam, C F, 1956: Potential value of groundwater data. Am. Geophysical Union, Transactions vol 37, pp 463-467.

Meyboom, P. 1966: Groundwater studies in the Assiniboine River Drainage basin. Part I. The evaluation of a flow system in South-Central Saskatchewan. Geol. Survey of Canada, Bull. 139.

Mörner, N-A, 1969: The Later Quaternary History of the Kattegatt Sea and the Swedish west Coast. Deglaciation, Shorelevel displacement, Chronology, isostasy and eustasy. SGU C640. Stockholm.

Nilsson, L Y, 1969: Verkaåns avrinningsområde. 1. Introduktion. KTH, Inst. f. kulturteknik, medd. 3:1a. Stockholm.

Nilsson, L Y, 1973: Verka Representative Basin. Ground Water Level. Dep. of Land Improvement and Drainage. School of Surveying. Royal Institute of Technology, Stockholm, Report 3:1e. Stockholm.

Nordgren, B & Peterson, B, 1983: Undersökningar av grundvattenfluktuationer i sluttning med sluten akvifer i Lindome, Mölndal. CTH/GU, Geol. inst. Publ.B225. Göteborg.

Nordberg, L, 1981: Muntligt meddelande.

Nordberg, L, 1982: Prognos för grundvattentillgång i Götaland och Svealand sommaren 1982. Pressmeddelande 1982-05-26. SGU. Uppsala.

Nordberg, L & Persson G, 1974a: The national groundwater network of Sweden. SGU Ca48. Stockholm.

Nordberg L & Persson, G, 1974b: Bedömning av de regionala och temporala variationerna i grundvattenmagasinens fyllnadsgrad. SGU PM (stencil).

Nordberg L & Persson, G, 1977: The national groundwater network of Sweden: A reference network for groundwater conditions. Striae, vol 4, pp 7-10. Uppsala.

Norum, D I & Luthin, J N, 1968: The effects of Entrapped Air and Barometric Fluctuations on the Drainage of Porous Media. WRR, vol 4, pp 417-424.

Orsborn, J F, 1966: The prediction of piezometric groundwater levels in observation wells based on prior occurrences. WRR, vol 2, pp 139-144.

Panu, U S & Unny T E, 1980: Extension and Application of Feature Prediction Model for Synthesis of Hydrologic Records. WRR, vol 16, pp 77-96.

Papadopulos, S, Bredehoeft, J, Cooper H H, 1973: On the analysis of "slug test" data. WRR, vol 9, pp 1087-1089.

Parzen, E, 1960: Modern Probability Theory and its Applications. (Wiley) New York.

Pearson, E S, & Hartley, H O, 1972: Biometric tables for statisticians. Vol II. (Cambridge University Press) Cambridge.

Peck, A J, 1960: The water table as affected by atmospheric pressure. J. of Geophysical Research, vol 65, pp 2383-2388.

Peters, H J, 1972: Criteria for groundwater level data networks for hydrologic and modelling purposes. WRR vol 8, pp 194-200.

Pinneker, E V (ed), 1983: General hydrogeology. (Cambridge University Press) Cambridge.

Ramey, H J, Agarwall, R G & Martin I, 1975: Analysis of "slug test" on DST flow period data. J. of Canadian Petroleum Technology, July-Sept., pp 34-47.

Rao, R A, Rao, R G & Kashyap, R L, 1975: Stochastic Models for Ground-Water Levels. Purdue University Water Resources Technical Report No 67. West Lafayette, Ind.

Rasmussen, W C & Andreasen, G E, 1959: Hydrologic Budget of the Beaverdam Creek Basin, Maryland. USGS, WSP 1472. Washington.

Remson I & Randolph J R, 1958: Application of statistical methods to the analysis of groundwater levels. Amer. Geophysical Union, Transactions, vol 39, pp 75-83.

Réthâti, L, 1983: Groundwater in civil engineering. Developments in geotechnical engineering 35. (Elsevier) Amsterdam.

Richerts, J G, 1911: Om Sveriges grundvattenförhållanden. (C E Fritzes bokförlag) Stockholm.

Rorabaugh, M I, 1956: Prediction of groundwater levels on basis of rainfall and temperature correlation. Amer. Geophysical Union, Transactions, vol 37, nr 4, pp 436-441.

Rudemo M & Råde, L, 1967: Sannolikhetslära och statistik med tekniska tillämpningar. Del 1. Stockholm.

Samuelsson, L, 1978: Beskrivning till berggrundkartan Göteborg SO. SGU Af117. Stockholm.

Samuelsson, A & Sällfors G, 1982: Koncept.

Sandberg, F, 1982: Utvärdering och modellsimulering av grundvattenmätningarna i Ångermanälvens övre tillrinningsområde. SMHI, Hydrologiska/Oceanografiska avdelningen, Rapport 2.

Sandegren, R & Johansson H E, 1931: Beskrivning till kartbladet Göteborg. SGU Aa173. Stockholm.

Sartz, R S, Curtis W R & Tolsted, D N, 1977: Hydrology of small watersheds in Wisconsin's Driftless Area. WRR, vol 13, pp 524-530.

Schmid, P & Luthin, J, 1964: The Drainage of Sloping Lands, J. of Geophysical Research, vol 69, pp 1525-1529.

Statens Vägverk, 1975: Vägförvaltningen i Göteborgs och Bohus län. Väg 503. Hallands läns gräns vid Hällesås-Lindome, delen Hällesås-Gastorp. Göteborg.

Svensson, Ch & Sällfors, G. 1981: Hypoteser för val av dimensionerande grundvattentryck. Stencil.

Svensson,Ch & Sällfors, G, 1982: Extremvärdesanalys av 11 grundvattennivåmätserier. Stencil.

Sydsvenska ingenjörsbyrån, SIB, 1963: Vattenbyggnadsteknisk utredning avseende den framtida vattenförsörjningen för Varbergs stad. Malmö.

Sørensen T & Kaergaard, H, 1977: Fluctuations in the Waterlevel in Wells due to Variations in Atmospheric Pressure. Nordic Hydrology, vol 8, pp 83-92.

Tasker, G D, & Guswa, J H, 1978: Application of a Mathematical Model to Estimate Water Levels. Groundwater vol 16, pp 18-21.

Thomas, H E, 1963: A water budget for the artesian aquifer in Ogden Valley, Weber County, Utah. USGS, WSP 1544-H, pp H63-H97.

Thomson, D H, 1920: The effect of rainfall on the saturation-level in the chalk at Chilgrove, W. Sussex from 1836 to 1919. British Rainfall, 1919. London.

Thomson, D H, 1938: A hundred years record of rainfall and water levels in the chalk at Chilgrove, West Sussex. Trans. Instn. Wat. Engrs. vol 43. pp 154-196.

Thomson, D H, 1956: A further 20-years' record of rainfall and water-levels in the chalk at Chilgrove, West Sussex. Journ. Inst. Water Engrs., vol 10, No. 3, pp 193-201.

Tison Jr, G, 1965: Fluctuations of groundwater levels. I: Landsberg H E & van Mieghem, J (Eds): Advances in Geophysics, vol II, pp 303-326. New York.

Todd, D K, 1980: Groundwater Hydrology. 2nd ed. (Wiley) New York.

Tóth, J, 1962: A theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. J. of Geophysical Research, vol 67, pp 4375-4387.

Tóth, J, 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small basins. J. of Geophysical Research, vol 68, pp 4795-4812.

Troxell, H C, 1936: The diurnal fluctuation in the groundwater and flow of the Santa Ana River and its meaning. Am. Geophys. Union, Transactions vol 17, pp 496-504.

Turk, L J, 1975: Diurnal fluctuations of water tables induced by atmospheric pressure changes. J. of Hydrology, vol 26, pp 1-16.

de Turville, C M, 1961: Terrestrial Accretion form the Solar Wind. Nature, vol 190, p 156.

Tyrén, S & Lindskoug, N-E, 1970: Grundvattenproblem i tätorter. Byggmästaren, årg 49, h 6, p 3.

Unny, T E, Panu, U S, MacInnes, C D & Wong, A K C, 1981: Pattern analysis and synthesis of time-dependent hydrological data. I: Chow, VT (ed), Adv. in Hydroscience, vol 12, pp 195-295.

Wallenås, L & Wallgren, B, 1975: Jordartskartering av delen Sandsjöbacka i Göteborgs Grundvattenkors. Examensarbete. CTH/GU. Geol. inst. Publ.B51. Göteborg.

Veatch, A C, 1906: Fluctuations of the water level in wells, with special reference to Long Island, New York. USGS, Water Supply and Irrigation ppr 155. Washington.

Warrick, A W & Lomén, D O, 1974: Seepage through a hillside: The steady water table. WRR, vol 10, pp 279-283

Wasson, J T & Junge, C E, 1962: Terrestrial Accretion from the Solar Wind. Nature, vol 194, pp 41-42.

Weeks, E P, 1979: Barometric Fluctuations in Wells Tapping Deep Unconfined Aquifers. WRR, vol 15, pp 1167-1176.

Wenner, C-G, 1951: Data on Swedish Landslides. Geol. fören. Stockh. förhandl., vol 73, pp 300-308.

Werner, P W & Sundquist, K J, 1951: On the groundwater recession curve for large water-sheds. IASH, vol 33, pp 202-212.

Weibull, W, 1939: A statistical theory of the strength of materials. Ing.Vetenskapsakademins handl. Vol 151.

Weyer, K U & Horwood-Brown, W C, 1982: Program HVRLV1 - Interactive Determination of Horizontal Permeabilities within Uniform Soils from Field tests using Hvorslev's Formulae. Groundwater vol 20, pp 289-297.

White, W N, 1932: A method of estimating groundwater supplies based on discharge by plants and evaporation from soil. USGS, WSP 659-A.

Yakowitz, S, 1976: Model-free statistical methods for water table prediction. WRR, vol 12, pp 836-844.

Yevjevich, V, 1972: Probability and statistics in hydrology. (Water Resources Publications) Fort Collins.

Zaltsberg, E A, 1975: Application of the theory of stationary random functions to hydrogeologic forecasting. Soviet Hydrology, Selected Papers vol 16, pp 216-219.

Zaltsberg, E, 1977: Long period groundwater regime in the excessively wet zone of the European USSR. Soviet Hydrology, (Selected papers), vol 16, No 1, pp 64-67.

Zaltsberg, E, 1982a: Application of statistical methods to forecasting of natural groundwater tables. Can. J. Earth Sci. vol 19, pp 1486-1491.

Zaltsberg, E, 1982b: Methods of Forecasting and Mapping of Groundwater Tables in the USSR. Groundwater, vol 20, pp 675-679.

de Zanger, F A P, 1981: Exceptional groundwater level fluctuations at the Dutch Island of Schiermonnikoog. Nordic Hydrology, Vol 12, pp 111-118.

Ångström, A, 1968. Sveriges klimat. 2:a uppl. (Generalstabens litografiska anstalts förlag) Stockholm.

USGS WSP Denna serie innehåller ett flertal häften med grundvattennivådata. Häftena omfattar ibland hela USA, ibland blott några stater. Nedan har angivits vilka nummer i denna serie som utnyttjats för uttag av data från de två brunnarna i Essex och Roscommon och vilka år respektive häftes data omfattar. Häftena är publicerade något år efter respektive period.

777	1935
817	1936
840	1937
845	1938
886	1939
906	1940
936	1941
944	1942
986	1943
1016	1944
1023	1945
1071	1946
1096	1947
1126	1948
1156	1949
1165	1950
1191	1951
1221	1952
1265	1953
1321	1954
1404	1955
1537	1956-57
1782	1958-62
1977	1963-67
2140	1968-72
2164	1972-74

Tillägg: Hubbert, M K, 1940: The theory of ground-water motion.

The Journal og Geology, vol 48, s. 785-944.

BILAGOR

1. Tabell över aktuella rör i de tre referensområdena omkring Göteborg
2. Sannolikhetsdiagram för 16 långa extremvärdeserier
3. Sannolikhetsdiagram för extremvärden från 14 observationsrör i de tre referensområdena
4. Rådata från grundvattennivåmätningar i rören 5309 och 5311 i harestadsområdet. Dessa data har utnyttjats vid beräkningar enligt metoden.
5. Utskrift av resultat från datorberäkning enligt metoden för rörparet 5311-5309 med 3 månaders observationsperiod
6. Utskrift av resultat från datorberäkning enligt metoden för rörparet 5311-5309 med successivt förlängd observationsperiod.

Karta 1 Karta över Sandsjöbackaområdet

Karta 2 Karta över Harestadsområdet

Karta 3 Karta över Härskogenområdet

Bilaga 1

TABELL ÖVER AKTUELLA RÖR I DE TRE REFERENSOMRÅDENA OMKRING GÖTEBORG

Rörserie 5200 i Sandsjöbackaområdet
Rörserie 5300 i Härestadsområdet
Rörserie 5400 i Härskogenområdet

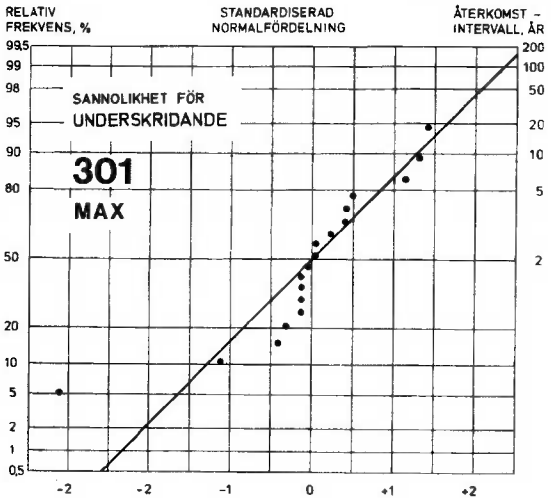
Lagerföljd: L = lera, M = morän, S = sand och grus, T = torv

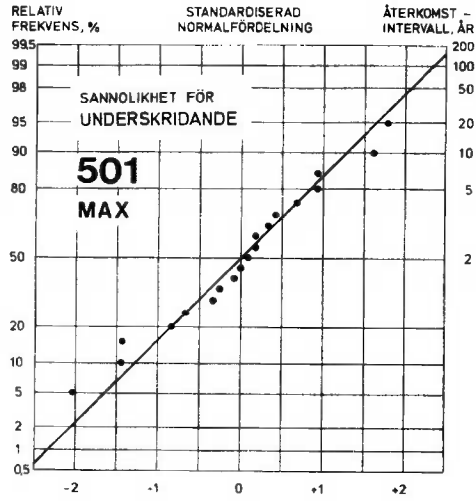
Akvifertyp: S = sluten, Ö = öppen

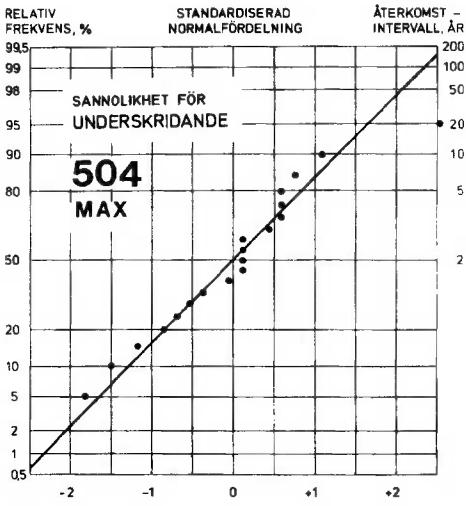
Terrängläge: L = lågläge, LS = lågt sidoläge, S = sidoläge,
HS = högt sidoläge, H = högläge

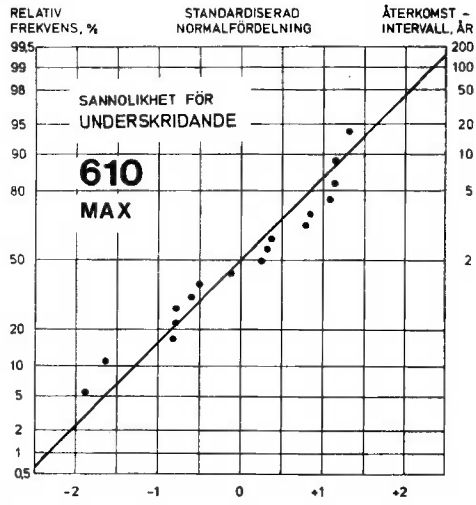
Lutning: s = svag lutning, m = måttlig lutning, S = stark lutning

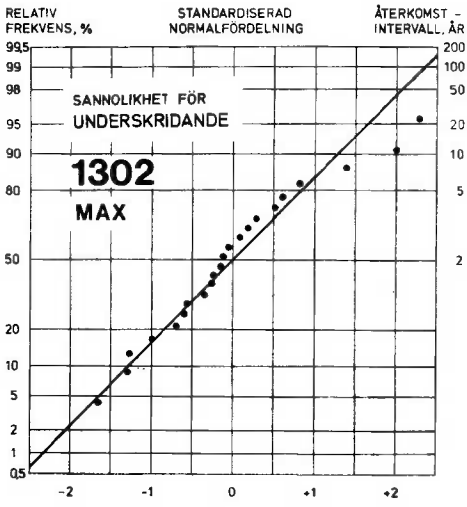
Rör nr	Djup m	Lager-följd	Akvifer-typ	Terräng-läge	Lutning	Transm. m2/s	Time-lag
5202	6.1	L/M	S	LS	m	2x10-5	6m 20s
5204	2.0	L/M	S	HS	s		
5205	3.4	S/M	Ö	H	m		
5207	14.4	T/L/M	S	L	s		
5208	13.7	L/M	S	LS	m	4x10-6	9m
5209	7.0	T/L/M	S	H	m	4x10-6	10m
5210	18.0	L/M	S	L	s		
5211	15.5	L/M	S	L	s		
5212	4.0	L/M	S	HS	s		
5213	7.5	L/M	S	L	s	8x10-5	55s
5214	8.0	L/M	S	HS	s-m	10-5	4m
5301	24.2	L/M	S	L	s		
5302	5.9	L/M	S	LS	s-m		
5307	14.2	L/M	S	L	s		
5309	4.5	L/M	S	L	s		
5310	9.5	L/M	S	HS	s		
5311	4.4	L/M	S	HS	s		4m 30s
5313	9.2	L/M	S	HS	m		4m
5401	1.8	S	Ö	H	s		
5402	2.0	M	Ö	L	s		
5403	3.8	T/M	Ö	L	s		
5404	2.0	M	Ö	LS	s		
5405	4.7	T/M	Ö	L	s		
5406	2.0	S	Ö	LS	s		
5407	2.3	M	Ö	HS	m		
5408	3.0	T/M	Ö	L	s		
5409	2.1	T/M	Ö	L	s		
5410	1.9	M	Ö	LS	s		
5411	1.6	M	Ö	L	m		
5412	3.1	M	Ö	LS	m		
5413	1.3	M	Ö	L	s		
5414	3.2	S	Ö	LS	s		2m
5415	1.2	M	Ö	LS	s		

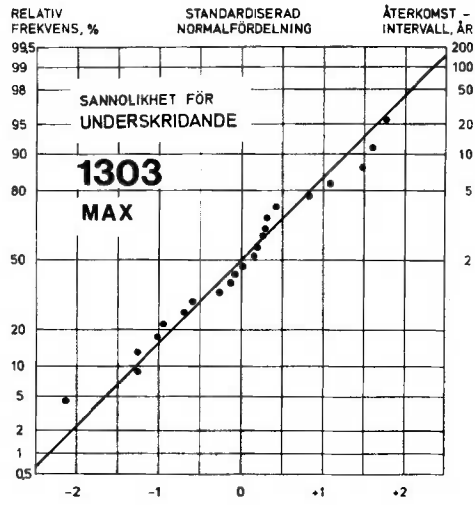

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
301
MAX

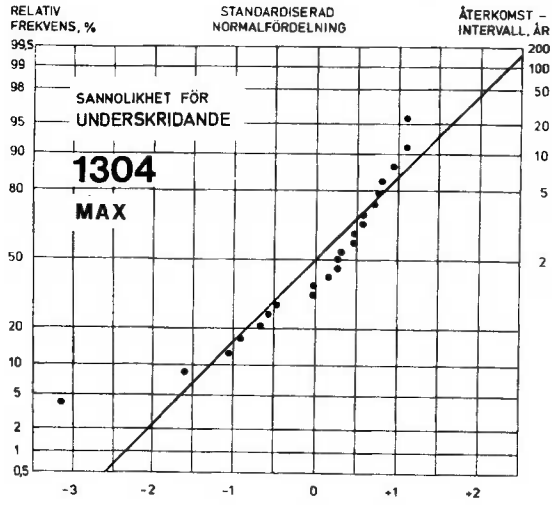

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
501
MAX

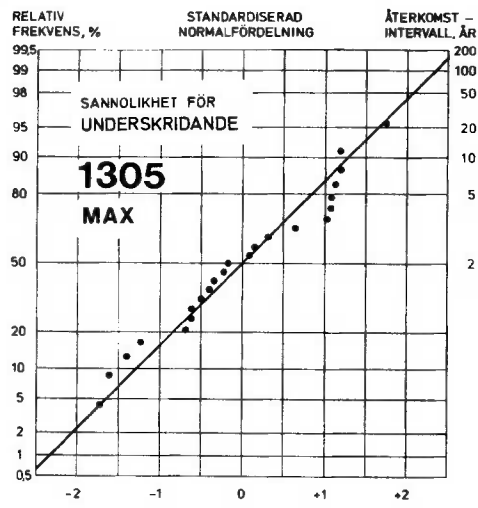

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
504
MAX

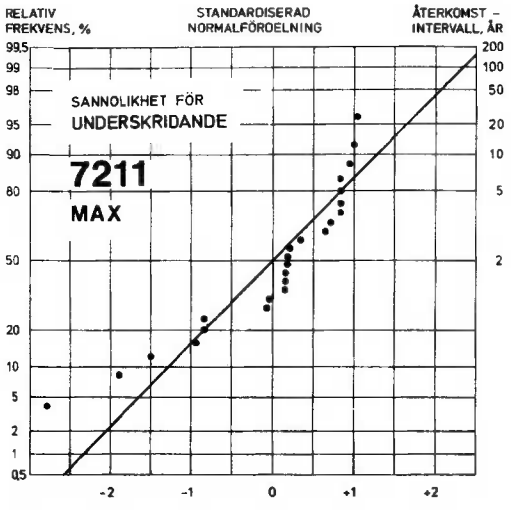

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
610
MAX

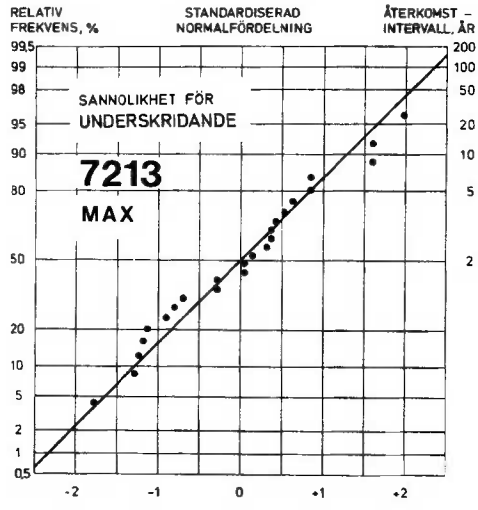

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
1302
MAX

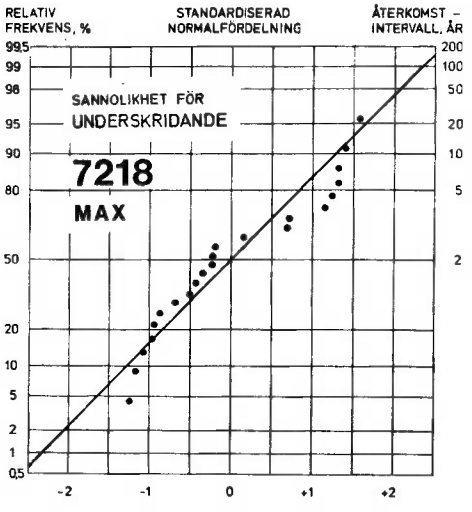

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
1303
MAX

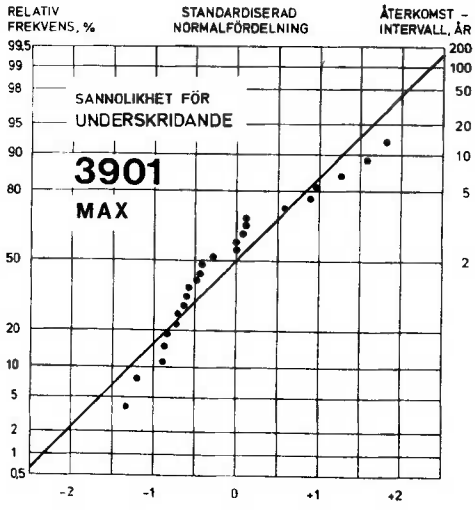

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
1304
MAX

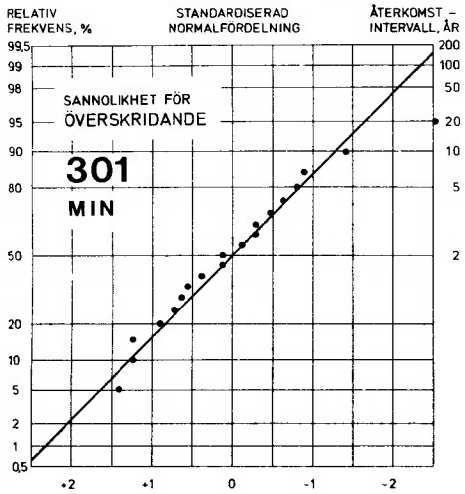

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
1305
MAX

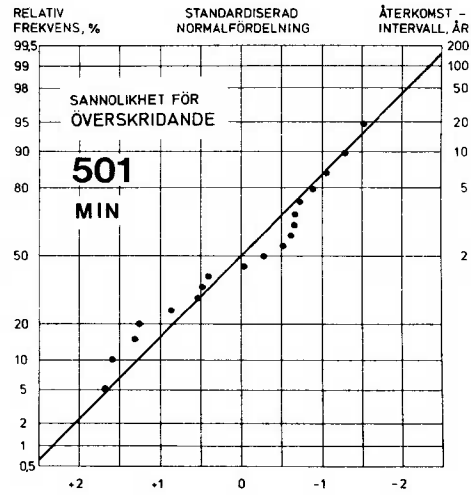

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
7211
MAX

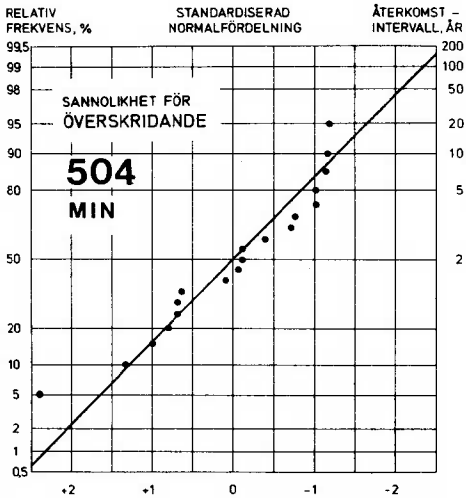

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
7213
MAX

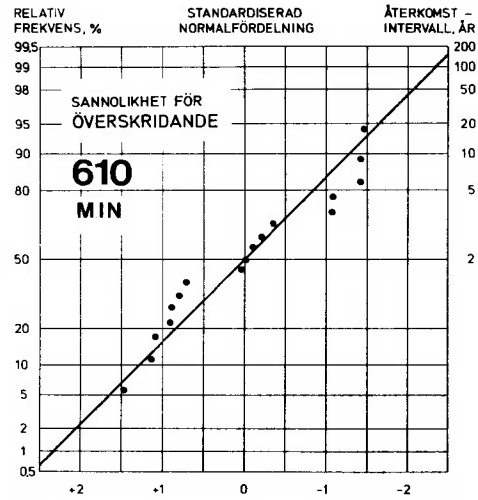

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
7218
MAX

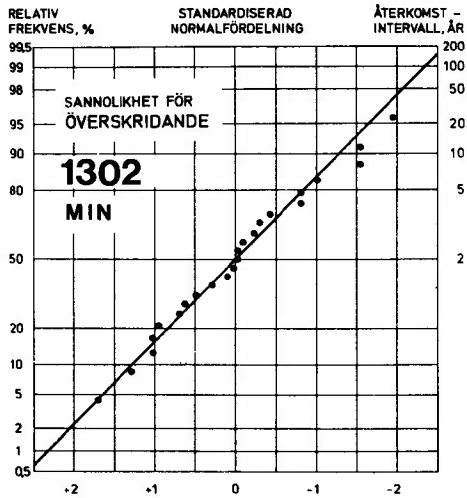

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
3901
MAX

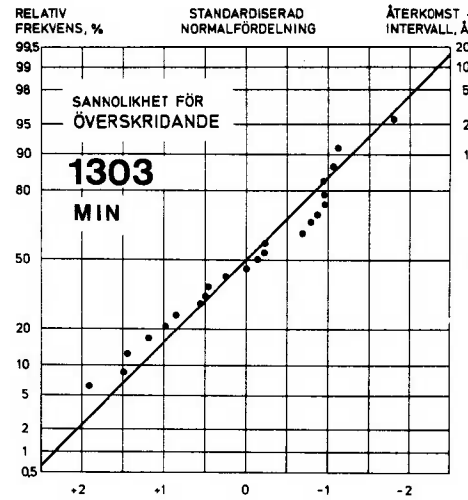

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
301
MIN

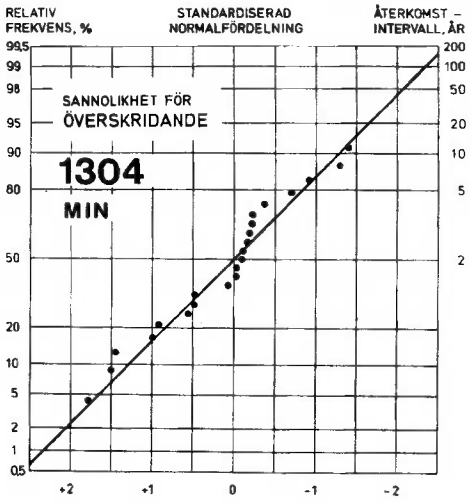

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
501
MIN

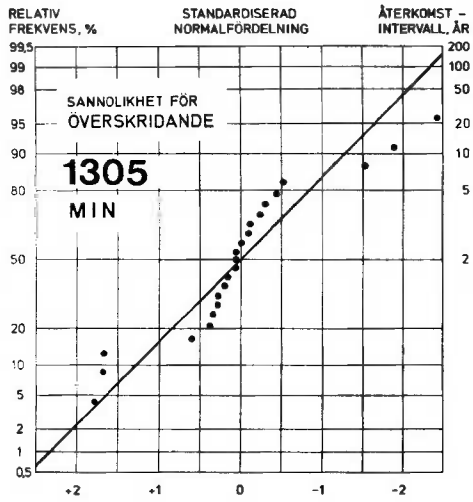

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
504
MIN

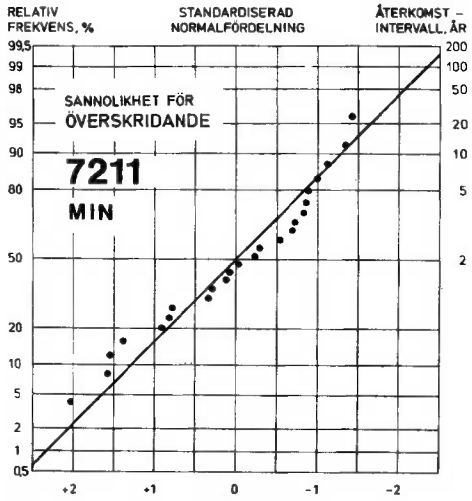

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
610
MIN

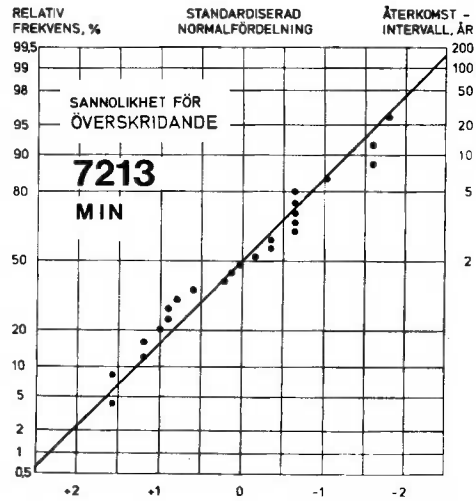

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
1302
MIN

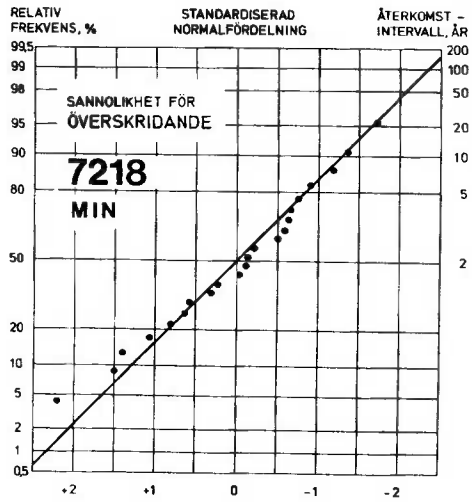

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
1303
MIN

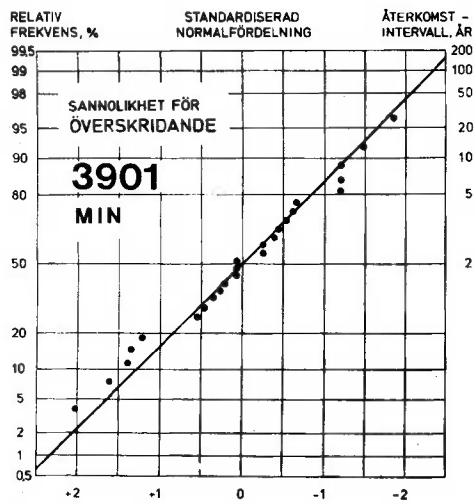

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
1304
MIN

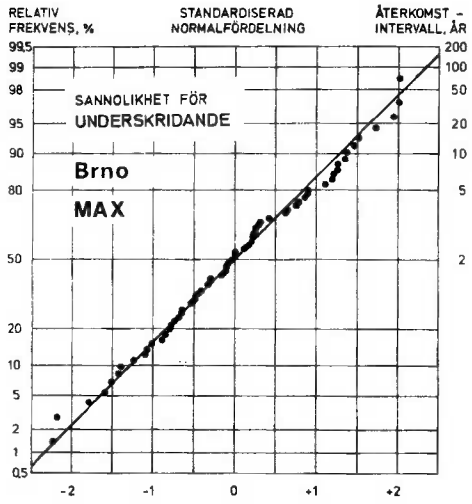

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
1305
MIN

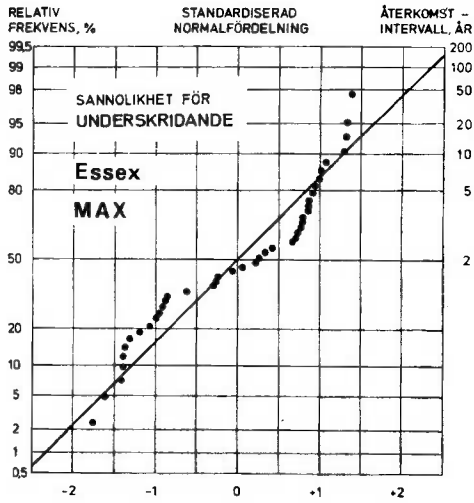

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
7211
MIN

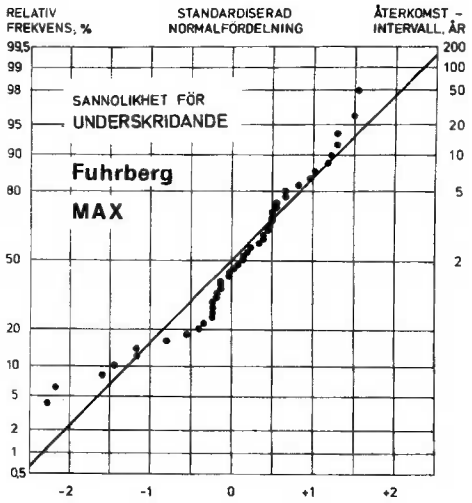

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
7213
MIN

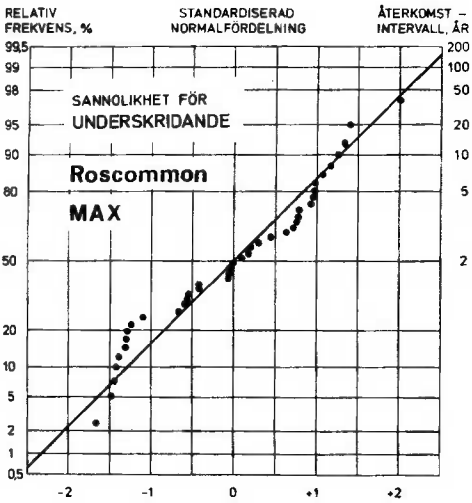

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
7218
MIN

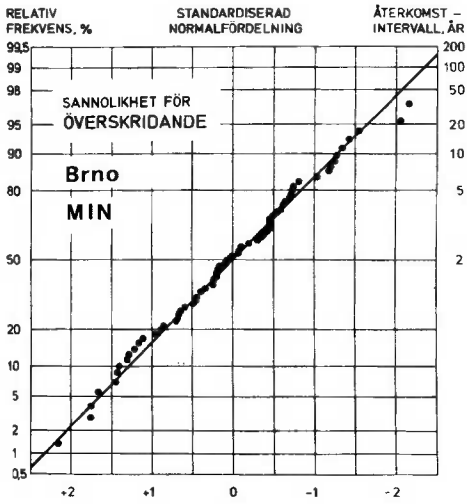

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
3901
MIN

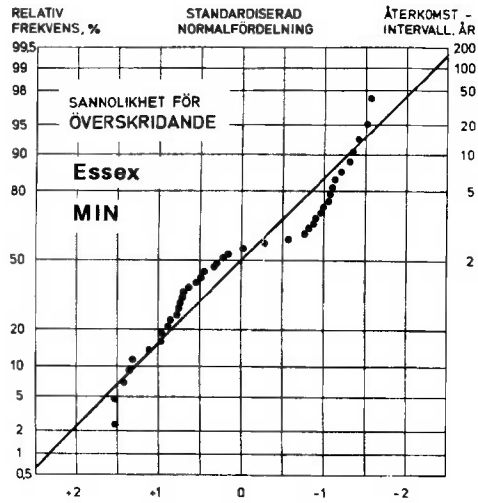

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
Brno
MAX

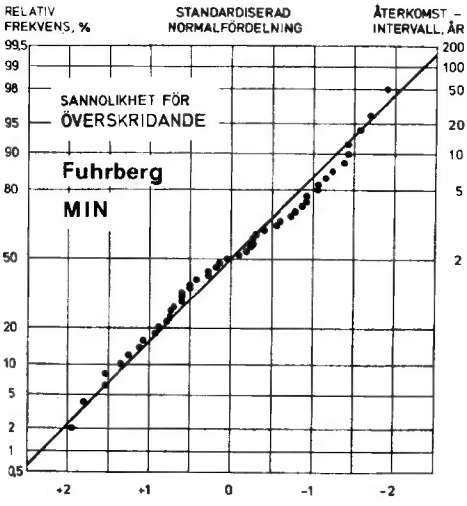

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
Essex
MAX

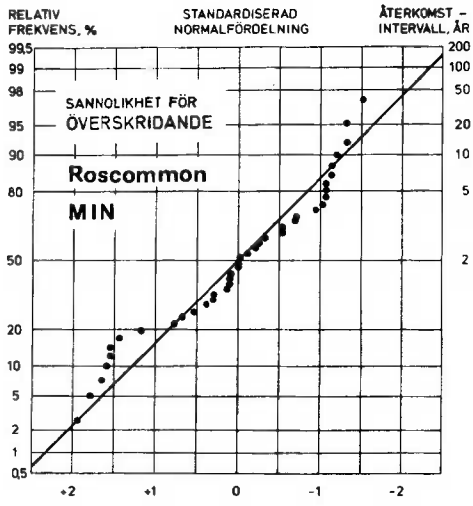

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
Fuhrberg
MAX

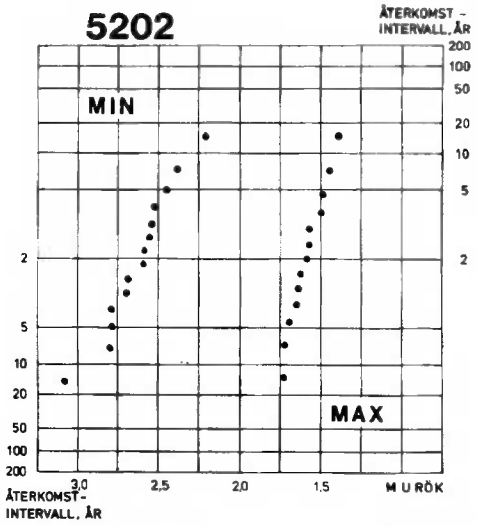

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR UNDERSKRIDANDE
Roscommon
MAX

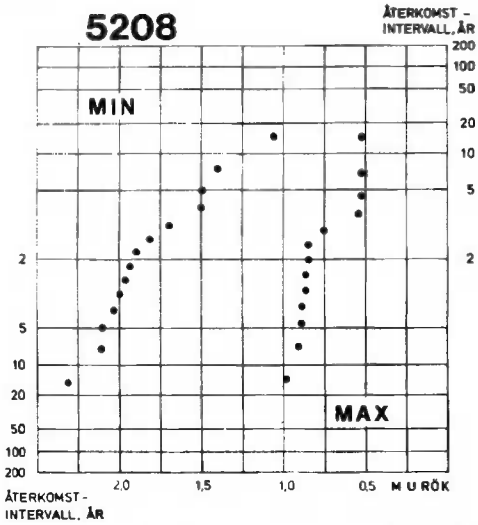

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
Brno
MIN
99,5
99
98
95
90
80
50
20
10
5
2
1
0,5
200
100
50
20
10
5
2
+2
+1
0
-1
-2

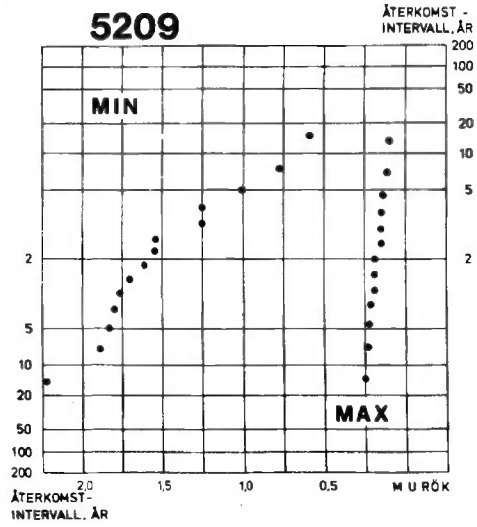

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
Essex
MIN
99,5
99
98
95
90
80
50
20
10
5
2
1
0,5
200
100
50
20
10
5
2
+2
+1
0
-1
-2

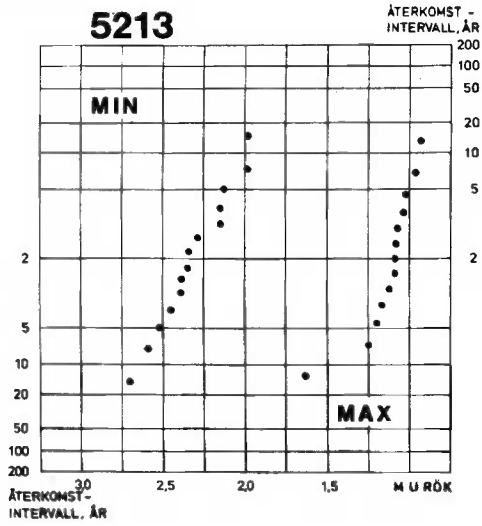

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
Fuhrberg
MIN
99,5
99
98
95
90
80
50
20
10
5
2
1
0,5
200
100
50
20
10
5
2
+2
+1
0
-1
-2

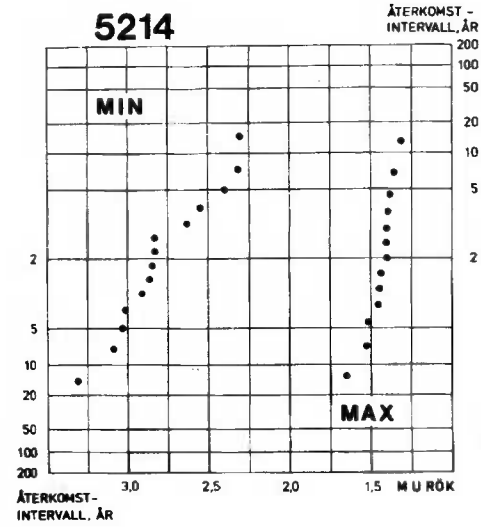

RELATIV FREKVENS, %
STANDARDISERAD NORMALFÖRDELNING
ÅTERKOMST – INTERVALL, ÅR
SANNOLIKHET FÖR ÖVERSKRIDANDE
Roscommon
MIN
99,5
99
98
95
90
80
50
20
10
5
2
1
0,5
200
100
50
20
10
5
2
+2
+1
0
-1
-2

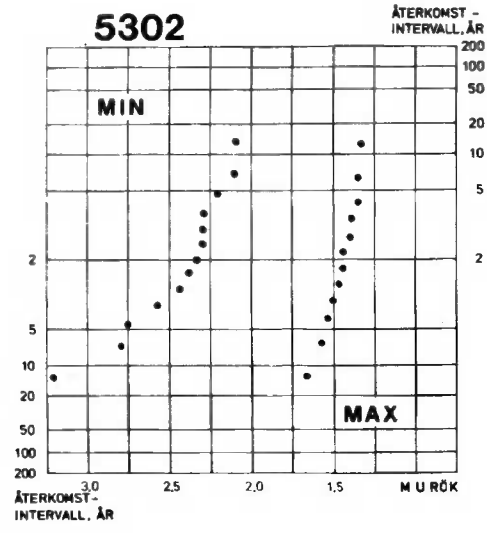

5202
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
MIN
MAX
200
100
50
20
10
5
2
2
5
10
20
50
100
200
3,0
2,5
2,0
1,5
M U RÖK
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR

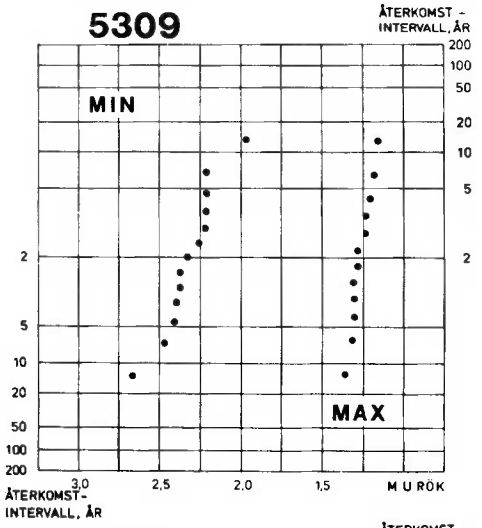

5208
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
MIN
MAX
200
100
50
20
10
5
2
2
5
10
20
50
100
200
2,0
1,5
1,0
0,5
M U RÖK
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR

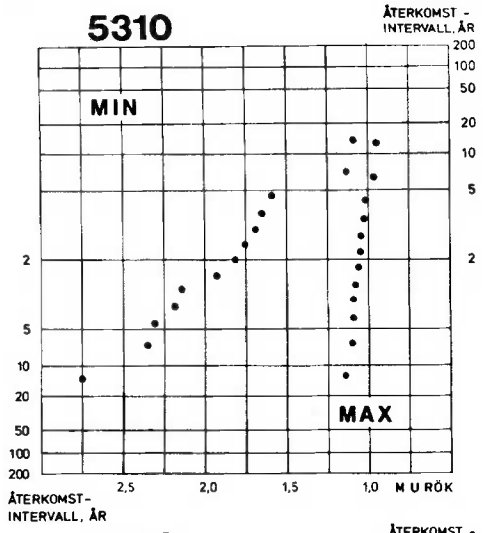

5209
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
MIN
MAX
200
100
50
20
10
5
2
2
5
10
20
50
100
200
2,0
1,5
1,0
0,5
M U RÖK
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR

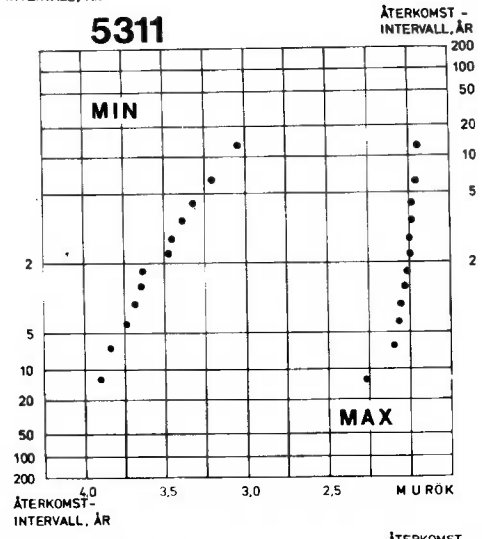

5213
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
MIN
MAX
200
100
50
20
10
5
2
2
5
10
20
50
100
200
3,0
2,5
2,0
1,5
M U RÖK
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR

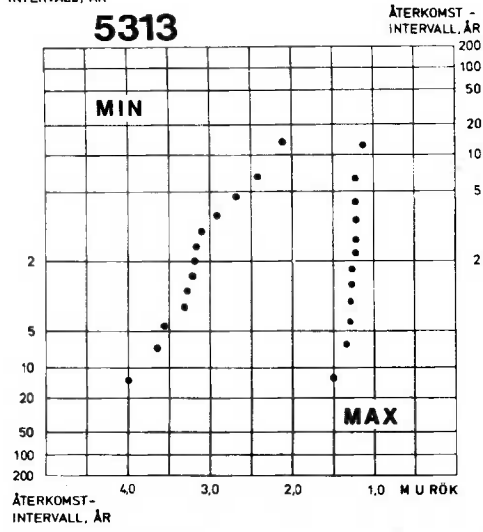

5214
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
MIN
MAX
200
100
50
20
10
5
2
2
5
10
20
50
100
200
3,0
2,5
2,0
1,5
M U RÖK
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR

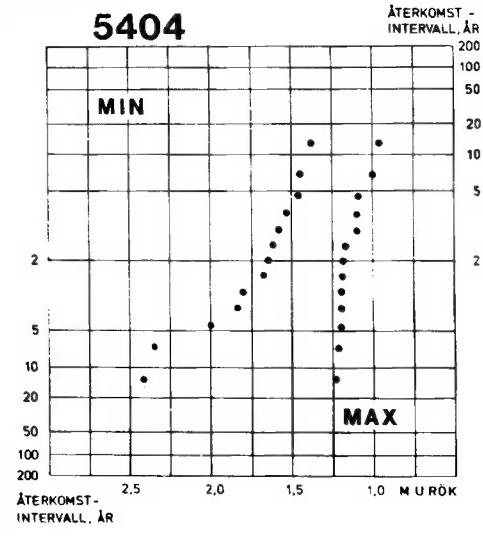

5302
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
MIN
MAX
200
100
50
20
10
5
2
2
5
10
20
50
100
200
3,0
2,5
2,0
1,5
M U RÖK
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR

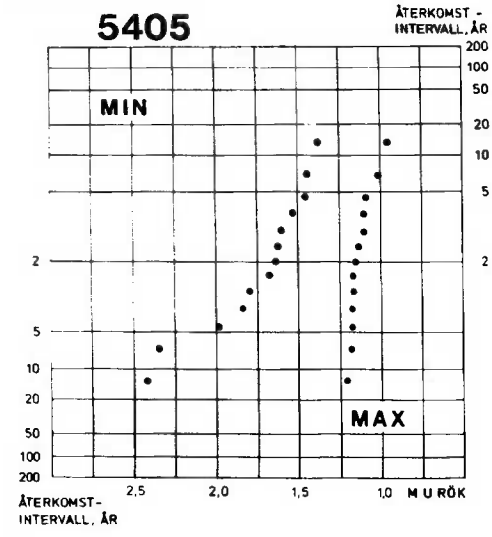

5309
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
MIN
MAX
200
100
50
20
10
5
2
2
5
10
20
50
100
200
3,0
2,5
2,0
1,5
M U RÖK
ÅTERKOMST- INTERVALL, ÅR

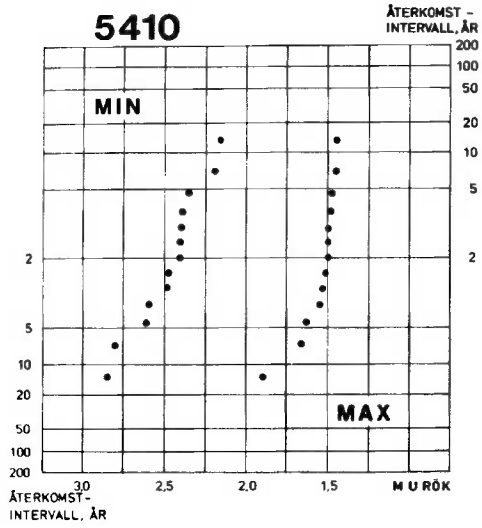

5310
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
MIN
MAX
200
100
50
20
10
5
2
2
5
10
20
50
100
200
2,5
2,0
1,5
1,0
M U RÖK
ÅTERKOMST- INTERVALL, ÅR

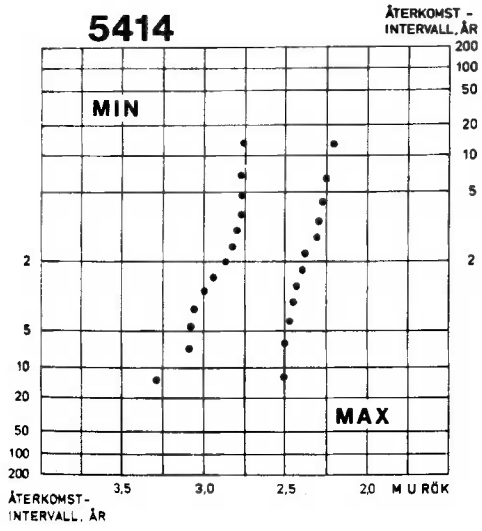

5311
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
MIN
MAX
200
100
50
20
10
5
2
2
5
10
20
50
100
200
4,0
3,5
3,0
2,5
M U RÖK
ÅTERKOMST- INTERVALL, ÅR


5313
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
MIN
MAX
200
100
50
20
10
5
2
2
5
10
20
50
100
200
4,0
3,0
2,0
1,0
M U RÖK
ÅTERKOMST- INTERVALL, ÅR


5404
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
MIN
MAX
200
100
50
20
10
5
2
2
5
10
20
50
100
200
2,5
2,0
1,5
1,0
M U RÖK
ÅTERKOMST- INTERVALL, ÅR


5405
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
MIN
MAX
200
100
50
20
10
5
2
2
5
10
20
50
100
200
2,5
2,0
1,5
1,0
M U RÖK
ÅTERKOMST- INTERVALL, ÅR


5410
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
200
100
50
20
10
5
2
MIN
MAX
2
5
10
20
50
100
200
3,0
2,5
2,0
1,5
M U RÖK
ÅTERKOMST- INTERVALL, ÅR


5414
ÅTERKOMST - INTERVALL, ÅR
200
100
50
20
10
5
2
MIN
MAX
2
5
10
20
50
100
200
3,5
3,0
2,5
2,0
M U RÖK
ÅTERKOMST- INTERVALL, ÅR

MÄTDATA FRÅN RÖR 5309 OCH 5311 I HARESTAD

Dessa data har använts i de beräkningar som är underlag för figurerna i avsnitt 12 och i följande bilagor

Datum + djup till vattenytan i cm, mätt från rörets överkant

5309	5311	5309	5311
740116 125	740116 218	760215 194	760215 267
740201 132	740201 216	760301 159	760301 247
740215 125	740215 216	760315 181	760315 256
740305 149	740305 239	760401 177	760401 251
740318 153	740318 242	760415 145	760415 247
740403 170	740403 252	760501 167	760501 259
740416 183	740416 277	760516 170	760516 265
740503 185	740503 282	760601 174	760601 275
740521 201	740521 302	760615 188	760615 284
740603 179	740603 305	760629 201	760629 290
740615 206	740615 331	760715 229	760715 338
740702 224	740702 353	760802 207	760802 317
740715 225	740715 362	760814 249	760814 355
740803 224	740803 370	760901 267	760901 371
740818 201	740818 381	760915 265	760915 391
740831 234	740831 383	761002 234	761002 384
740916 172	740916 319	761015 213	761015 378
740929 129	740929 255	761101 170	761101 259
741014 144	741014 241	761115 139	761115 230
741101 139	741101 230	761201 124	761201 200
741116 116	741116 196	761215 143	761215 231
741203 130	741203 219	761227 145	761227 235
741216 128	741216 212	770115 130	770115 238
741230 125	741230 206	770201 137	770201 237
750113 123	750113 208	770216 142	770216 256
750204 130	750204 215	770302 140	770302 247
750215 150	750215 235	770315 139	770315 244
750302 143	750302 239	770331 141	770331 245
750317 148	750317 240	770415 126	770415 224
750402 148	750402 263	770430 124	770430 226
750416 134	750416 233	770514 133	770514 230
750502 135	750502 244	770601 180	770601 276
750514 175	750514 261	770614 162	770614 280
750601 188	750601 280	770701 187	770701 291
750615 196	750615 303	770716 212	770716 329
750623 204	750623 328	770730 185	770730 298
750630 192	750630 333	770815 234	770815 339
750715 173	750715 365	770831 236	770831 344
750731 186	750731 317	770915 201	770915 341
750815 215	750815 345	771002 191	771002 318
750831 221	750831 341	771016 172	771016 261
750916 180	750916 347	771101 139	771101 243
751001 159	751001 307	771117 139	771117 219
751015 175	751015 301	771201 149	771201 232
751031 180	751031 326	771215 135	771215 228
751115 176	751115 274	771231 143	771231 221
751201 136	751201 223	780115 131	780115 222
751215 141	751215 227	780201 144	780201 235
751231 137	751231 226	780216 176	780216 228
760116 158	760116 239	780301 128	780301 248
760201 187	760201 258	780316 127	780316 241

5309	5311	5309	5311
780331 124	780331 206	801015 164	801015 220
780414 146	780414 243	801105 159	801105 221
780502 166	780502 263	801117 131	801117 193
780515 173	780515 271	801201 157	801201 222
780531 186	780531 297	801215 140	801215 196
780615 192	780615 288	801230 152	801230 216
780630 209	780630 310	810119 174	810119 221
780715 219	780715 329	810202 169	810202 241
780731 240	780731 343	810214 163	810214 236
780816 225	780816 349	810301 189	810301 258
780901 230	780901 363	810316 181	810316 255
780915 190	780915 334	810402 167	810402 229
781001 177	781001 252	810415 168	810415 248
781017 146	781017 224	810429 169	810429 263
781101 178	781101 243	810515 182	810515 269
781116 169	781116 238	810601 168	810601 262
781202 156	781202 223	810616 181	810616 273
781216 175	781216 202	810630 143	810630 249
790215 172	790215 285	810716 185	810716 287
790301 218	790301 292	810801 195	810801 274
790315 172	790315 246	810816 207	810816 286
790401 145	790401 234	810831 218	810831 318
790417 157	790417 244	810915 206	810915 331
790502 138	790502 231	811001 191	811001 334
790514 152	790514 232	811021 132	811021 259
790531 131	790531 203	811103 141	811103 218
790616 179	790616 286	811118 139	811118 208
790703 184	790703 297	811203 146	811203 214
790714 192	790714 325	811216 145	811216 221
790802 172	790802 315	811230 202	811230 263
790817 181	790817 338	820117 204	820117 267
790902 159	790902 308	820205 227	820205 259
790917 163	790917 308	820215 132	820215 230
791001 167	791001 259	820301 161	820301 241
791015 143	791015 269	820315 129	820315 212
791104 134	791104 201	820401 133	820401 236
791117 131	791117 200	820415 156	820415 239
791202 143	791202 201	820503 166	820503 261
791216 174	791216 242	820516 158	820516 244
791231 149	791231 218	820602 174	820602 266
800116 176	800116 257	820615 167	820615 247
800130 208	800130 268	820701 197	820701 289
800217 208	800217 271	820717 218	820717 317
800304 210	800304 273	820731 236	820731 341
800316 195	800316 261	820817 241	820817 369
800401 179	800401 237	820901 201	820901 311
800414 167	800414 244	820915 189	820915 299
800504 178	800504 258	820930 147	820930 256
800515 199	800515 304	821015 145	821015 241
800531 187	800531 279	821101 146	821101 219
800616 209	800616 288	821116 145	821116 215
800629 204	800629 270	821201 142	821201 211
800715 210	800715 253	821216 137	821216 201
800801 227	800801 271	821230 149	821230 218
800814 178	800814 242	830116 142	830116 216
800905 168	800905 241	830201 146	830201 209
800920 149	800920 224	830215 166	830215 229
801001 167	801001 232		

RESULTAT AV BERÄKNING MED METODENS FORMEL, RÖRPAR 5311-5309
Observationsperiodens längd konstant

Rör 5311 utgör referensrör och 5309 skall prognosticeras
med en observationsperiod som omfattar 7 mättillfällen.
Datum = observationsperodens startdatum

Difmax = skillnad mellan beräknat och verkligt maximivärde, cm
Difmin = skillnad mellan beräknat och verkligt minimivärde, cm
Diffr = skillnad mellan beräknad och verklig variationsbredd, cm
RR = variationsbredd hos vattennivån i referensröret under observationsperioden, cm
RP = variationsbredd hos vattennivån i prognosröret under observationsperioden, cm
C-koeff = Korrelationskoefficienten för vattennivåerna under observationsperioden

HARE ROR 5311		
Maximum	801117	193
Minimum	76 915	391
Variationsbredd		198.

HARE ROR 5309		
Maximum	741116	116
Minimum	76 9 1	267
Variationsbredd		151

Medelvärden	4.9	-15.7	-20.6
Stdavvikelse	24.7	67.4	81.6

\+ = högre, - = lägre

Datum	Difmax	Difmin	Diffr	RR	RP	C-koeff
74 116	12.9	-24.4	-37.3	61.0	58.0	0.9805
74 2 1	11.9	-17.1	-29.0	66.0	60.0	0.9835
74 215	11.3	-12.7	-24.0	86.0	76.0	0.9850
74 3 5	3.2	-1.8	-5.0	66.0	52.0	0.8807
74 318	-7.8	25.3	33.1	89.0	53.0	0.8918
74 4 3	-22.5	22.7	45.1	101.0	54.0	0.9121
74 416	-17.5	26.3	43.8	85.0	46.0	0.9178
74 5 3	-16.5	31.0	47.5	88.0	46.0	0.9171
74 521	0.5	36.2	35.7	79.0	46.0	0.6426
74 6 3	16.0	27.4	11.4	78.0	55.0	0.7327
74 615	66.1	25.2	-40.8	64.0	62.0	0.6939
74 7 2	37.9	26.4	-11.4	128.0	105.0	0.9237
74 715	22.5	27.1	4.6	142.0	105.0	0.9390
74 8 3	12.4	27.5	15.1	153.0	105.0	0.9462
74 818	1.9	28.0	26.1	187.0	118.0	0.9548
74 831	1.9	28.0	26.1	187.0	118.0	0.9618
74 916	1.4	62.2	60.9	123.0	56.0	0.9170
74 929	1.4	58.5	57.0	59.0	28.0	0.6783
741014	1.9	29.7	27.8	45.0	28.0	0.9903
7411 1	2.0	19.1	17.1	34.0	23.0	0.9826
741116	2.6	-19.0	-21.6	39.0	34.0	0.9761
7412 3	3.6	-7.4	-11.0	33.0	27.0	0.9452
741216	3.3	-2.9	-6.2	34.0	27.0	0.9635
741230	-0.8	56.4	57.2	57.0	27.0	0.8888

75 113	0.4	54.2	53.8	55.0	27.0	0.8316
75 2 4	-4.8	63.7	68.5	48.0	20.0	0.6015
75 215	36.7	-82.9	-119.6	30.0	41.0	0.6249
75 3 2	28.0	-48.5	-76.5	47.0	54.0	0.8687
75 317	17.4	-6.9	-24.4	70.0	62.0	0.9102
75 4 2	11.5	16.6	5.1	95.0	70.0	0.9189
75 416	10.0	22.4	12.4	100.0	70.0	0.8928
75 5 2	10.1	48.2	38.1	121.0	69.0	0.5430
75 514	-36.7	55.2	92.0	104.0	31.0	0.0551
75 6 1	-14.0	39.2	53.2	85.0	42.0	-0.0526
75 615	28.2	25.9	-2.3	62.0	48.0	-0.0949
75 623	67.0	20.0	-47.0	48.0	48.0	-0.2437
75 630	78.9	18.2	-60.7	58.0	62.0	0.2883
75 715	61.6	20.8	-40.8	64.0	62.0	0.3671
75 731	102.6	-13.3	-115.9	46.0	62.0	0.6966
75 815	25.8	8.6	-17.2	73.0	62.0	0.6138
75 831	0.6	15.8	15.3	124.0	85.0	0.7700
75 916	-9.4	71.4	80.7	124.0	44.0	0.8683
7510 1	-7.2	59.2	66.4	103.0	44.0	0.8847
751015	-7.2	59.2	66.4	103.0	44.0	0.9208
751031	-5.1	47.8	53.0	103.0	51.0	0.7804
751115	14.1	-60.1	-74.2	51.0	58.0	0.9251
7512 1	19.5	-90.5	-110.0	44.0	58.0	0.9851
751215	24.9	-99.4	-124.3	41.0	57.0	0.9838
751231	24.9	-99.4	-124.3	41.0	57.0	0.9769
76 116	51.5	-144.0	-195.5	28.0	49.0	0.8560
76 2 1	103.3	-230.8	-334.1	20.0	49.0	0.8107
76 215	103.3	-230.8	-334.1	20.0	49.0	0.7041
76 3 1	40.4	-63.1	-103.6	28.0	36.0	0.4991
76 315	33.8	-45.4	-79.1	37.0	43.0	0.6291
76 4 1	41.3	-65.5	-106.9	43.0	56.0	0.8464
76 415	20.8	-10.9	-31.8	91.0	84.0	0.9753
76 5 1	0.8	-3.6	-4.4	79.0	62.0	0.9741
76 516	9.2	-13.6	-22.8	90.0	79.0	0.9813
76 6 1	21.4	-19.4	-40.8	96.0	93.0	0.9835
76 615	-4.8	-0.0	4.8	107.0	79.0	0.9754
76 629	-21.6	-0.0	21.6	101.0	66.0	0.8631
76 715	9.5	-0.0	-9.5	74.0	60.0	0.5480
76 8 2	-5.5	-0.0	5.5	132.0	97.0	0.8216
76 814	6.4	0.0	-6.4	161.0	128.0	0.9080
76 9 1	-2.8	0.0	2.8	191.0	143.0	0.9462
76 915	-2.8	2.0	4.8	191.0	141.0	0.9684
7610 2	-3.8	28.8	32.6	184.0	110.0	0.9847
761015	-4.5	47.5	52.0	178.0	89.0	0.9592
7611 1	-2.5	-5.9	-3.4	59.0	46.0	0.8176
761115	-5.4	71.4	76.8	56.0	21.0	0.6662
7612 1	-5.4	71.4	76.8	56.0	21.0	0.6858
761215	8.8	41.0	32.2	25.0	15.0	0.0382
761227	16.0	25.6	9.6	21.0	15.0	0.2711
77 115	5.5	57.5	52.0	32.0	16.0	0.8936
77 2 1	9.4	49.1	39.6	32.0	18.0	0.9414
77 216	9.4	49.1	39.6	32.0	18.0	0.9407
77 3 2	25.4	-36.8	-62.2	52.0	56.0	0.9733
77 315	23.0	-24.0	-47.0	56.0	56.0	0.9474
77 331	21.1	-14.0	-35.2	67.0	63.0	0.9663
77 415	18.0	3.0	-14.9	105.0	88.0	0.9804
77 430	20.2	2.0	-18.2	103.0	88.0	0.9760
77 514	17.3	-15.2	-32.5	109.0	101.0	0.9707
77 6 1	44.3	-20.1	-64.5	68.0	74.0	0.9618
77 614	54.6	-23.3	-77.9	64.0	74.0	0.8956
77 7 1	25.3	-14.2	-39.5	53.0	51.0	0.8118
77 716	-3.6	-5.2	-1.7	83.0	64.0	0.8402

77 730	25.0	-14.1	-39.2	101.0	97.0	0.9157
77 815	-2.8	-5.5	-2.6	125.0	97.0	0.9363
77 831	-2.8	-5.5	-2.6	125.0	97.0	0.9411
77 915	-4.9	39.0	43.9	122.0	66.0	0.9593
7710 2	-4.3	34.7	39.0	99.0	56.0	0.9286
771016	10.4	-31.9	-42.3	42.0	41.0	0.8109
7711 1	4.5	7.0	2.5	24.0	18.0	0.2920
771117	58.1	-347.8	-405.9	16.0	45.0	0.3098
7712 1	37.8	-163.2	-201.0	27.0	48.0	-0.2371
771215	39.8	-168.5	-208.3	27.0	49.0	-0.3563
771231	8.1	-86.0	-94.1	42.0	52.0	0.0059
78 115	8.1	-86.0	-94.1	42.0	52.0	0.0823
78 2 1	3.9	-25.8	-29.6	57.0	52.0	0.3108
78 216	2.4	-5.0	-7.4	65.0	52.0	0.4944
78 3 1	0.9	17.0	16.1	91.0	62.0	0.8893
78 316	1.7	4.8	3.0	91.0	68.0	0.9426
78 331	2.6	-8.2	-10.8	104.0	85.0	0.9855
78 414	12.4	-4.6	-17.1	86.0	73.0	0.9838
78 5 2	14.7	-17.4	-32.1	80.0	74.0	0.9817
78 515	10.0	-9.1	-19.1	78.0	67.0	0.9536
78 531	-1.6	6.8	8.4	75.0	54.0	0.9049
78 615	-10.7	8.3	19.0	75.0	50.0	0.6964
78 630	-27.5	11.1	38.6	111.0	63.0	0.7966
78 715	-9.0	8.1	17.1	139.0	94.0	0.9106
78 731	-9.0	8.1	17.1	139.0	94.0	0.9036
78 816	-11.3	20.1	31.3	139.0	84.0	0.9224
78 9 1	-12.0	20.2	32.2	140.0	84.0	0.9136
78 915	-27.0	58.0	85.0	132.0	44.0	0.6424
7810 1	-26.5	48.1	74.7	83.0	32.0	0.3154
781017	-22.8	-30.2	-7.4	90.0	72.0	0.6525
7811 1	-33.8	-19.2	14.6	90.0	62.0	0.6246
781116	-21.7	-31.3	-9.6	90.0	73.0	0.6090
7812 2	-21.7	-31.3	-9.6	90.0	73.0	0.5950
781216	-14.0	-39.0	-25.0	90.0	80.0	0.5850
79 215	27.8	-80.8	-108.7	61.0	80.0	0.8665
79 3 1	-5.2	-47.8	-42.6	89.0	87.0	0.9587
79 315	-9.2	27.3	36.5	83.0	48.0	0.8956
79 4 1	-9.4	30.0	39.4	94.0	53.0	0.9756
79 417	-10.0	42.0	52.0	122.0	61.0	0.9778
79 5 2	-10.0	42.0	52.0	122.0	61.0	0.9418
79 514	-10.5	51.1	61.5	135.0	61.0	0.9147
79 531	-10.5	51.1	61.5	135.0	61.0	0.8337
79 616	16.0	41.4	25.3	52.0	33.0	0.2027
79 7 3	-15.4	52.9	68.3	79.0	33.0	0.4062
79 714	13.9	42.1	28.2	79.0	49.0	0.6793
79 8 2	-15.3	67.8	83.1	137.0	47.0	0.8374
79 817	-12.5	66.8	79.3	138.0	50.0	0.8770
79 9 2	-12.7	72.3	85.0	108.0	36.0	0.7950
79 917	-12.2	60.0	72.2	108.0	43.0	0.6336
7910 1	-10.6	17.0	27.6	69.0	43.0	0.6075
791015	-10.4	11.4	21.9	69.0	45.0	0.6236
7911 4	-7.1	-80.3	-73.2	68.0	77.0	0.9658
791117	-7.4	-71.1	-63.7	71.0	77.0	0.9687
7912 2	-19.6	-52.8	-33.2	72.0	67.0	0.9630
791216	-5.3	-73.9	-68.6	55.0	61.0	0.9607
791231	-5.3	-73.9	-68.6	55.0	61.0	0.9419
80 116	1.6	-83.9	-85.5	36.0	43.0	0.8765
80 130	1.6	-83.9	-85.5	36.0	43.0	0.8795
80 217	-22.8	1.2	23.9	67.0	43.0	0.6826
80 3 4	-22.8	1.2	23.9	67.0	43.0	0.6697
80 316	-23.4	3.5	26.9	67.0	42.0	0.7882
80 4 1	-23.4	3.5	26.9	67.0	42.0	0.7709

80 414	-14.5	-5.4	9.1	60.0	43.0	0.4798
80 5 4	-4.4	-43.6	-39.2	51.0	49.0	0.0391
80 515	-23.3	-28.8	-5.5	62.0	49.0	0.2243
80 531	8.3	-89.3	-97.6	47.0	59.0	0.5869
80 616	4.8	-85.5	-90.3	64.0	78.0	0.8531
80 629	18.4	-159.1	-177.6	47.0	78.0	0.9325
80 715	8.3	-143.5	-151.8	51.0	78.0	0.9374
80 8 1	8.3	-143.5	-151.8	51.0	78.0	0.9397
80 814	-15.0	-53.9	-38.9	49.0	47.0	0.9172
80 9 5	-15.0	-16.6	-1.6	48.0	37.0	0.8948
80 920	-15.0	-46.8	-31.8	39.0	36.0	0.8999
8010 1	-15.0	-46.8	-31.8	39.0	36.0	0.9640
801015	-15.0	-157.6	-142.6	29.0	43.0	0.9001
8011 5	-15.0	-41.4	-26.4	48.0	43.0	0.8812
801117	-15.0	-41.4	-26.4	48.0	43.0	0.8681
8012 1	-21.6	-27.1	-5.5	62.0	49.0	0.8878
801215	-21.6	-27.1	-5.5	62.0	49.0	0.9023
801230	-15.7	-39.2	-23.4	42.0	37.0	0.8083
81 119	-27.3	-15.5	11.9	37.0	26.0	0.6086
81 2 2	-19.5	-19.9	-0.4	34.0	26.0	0.6034
81 214	-23.6	-1.3	22.3	40.0	26.0	0.6566
81 3 1	-31.2	10.9	42.1	40.0	22.0	0.4243
81 316	-38.7	44.8	83.5	44.0	15.0	0.6005
81 4 2	4.9	-19.6	-24.5	44.0	39.0	0.5221
81 415	32.2	-30.0	-62.2	39.0	42.0	0.8062
81 429	49.6	-70.3	-119.9	38.0	52.0	0.8588
81 515	67.3	-115.2	-182.5	38.0	64.0	0.8903
81 6 1	33.9	-30.3	-64.2	69.0	75.0	0.9030
81 616	24.2	-5.9	-30.1	82.0	75.0	0.8185
81 630	22.4	-1.3	-23.7	85.0	75.0	0.6857
81 716	59.7	-16.4	-76.0	75.0	86.0	0.6307
81 8 1	2.5	6.7	4.2	116.0	86.0	0.7655
81 816	-5.8	10.1	15.9	126.0	86.0	0.8414
81 831	-5.8	10.1	15.9	126.0	86.0	0.8826
81 915	-7.2	27.5	34.7	126.0	74.0	0.8938
8110 1	-7.7	33.3	41.0	126.0	70.0	0.6958
811021	2.3	-88.3	-90.6	59.0	72.0	0.6916
8111 3	-0.6	-144.9	-144.3	59.0	88.0	0.9489
811118	8.2	-159.7	-167.8	59.0	95.0	0.8991
8112 3	21.6	-182.3	-203.9	53.0	95.0	0.8859
811216	20.9	-180.9	-201.8	55.0	98.0	0.9195
811230	20.9	-180.9	-201.8	55.0	98.0	0.8989
82 117	20.9	-180.9	-201.8	55.0	98.0	0.8841
82 2 5	25.0	-220.0	-245.0	49.0	98.0	0.7701
82 215	1.3	2.8	1.5	49.0	37.0	0.8344
82 3 1	2.8	-11.2	-14.0	54.0	45.0	0.8884
82 315	2.8	-11.2	-14.0	54.0	45.0	0.8911
82 4 1	34.9	-53.2	-88.1	53.0	64.0	0.9167
82 415	-3.4	-9.8	-6.4	78.0	62.0	0.9858
82 5 3	-1.0	-9.2	-8.2	97.0	78.0	0.9918
82 516	-8.1	11.4	19.5	125.0	83.0	0.9867
82 6 2	-18.2	12.7	30.9	122.0	74.0	0.9782
82 615	-18.2	12.7	30.9	122.0	74.0	0.9617
82 7 1	21.4	7.7	-13.7	113.0	94.0	0.9545
82 717	7.0	9.5	2.5	128.0	96.0	0.9791
82 731	-12.4	11.9	24.3	150.0	96.0	0.9738
82 817	-15.3	12.3	27.6	154.0	96.0	0.9721
82 9 1	-15.4	18.8	34.2	100.0	59.0	0.9354
82 915	-16.8	29.2	45.9	98.0	52.0	0.8973
82 930	-19.3	88.5	107.8	55.0	12.0	0.5725
821015	-18.6	73.0	91.6	40.0	12.0	0.5689
8211 1	-15.7	3.3	19.0	18.0	12.0	0.7674
821116	-12.7	-66.8	-54.1	28.0	29.0	0.8932

RESULTAT AV BERÄKNING MED METODENS FORMEL, RÖRPAR 5311-5309
Observationsperiodens längd successivt förlängd

Rör 5311 utgör referensrör och 5309 skall prognosticeras
med en observationsperiod som omfattar 2-16 mättillfällen.

Difmax = skillnad mellan beräknat och verkligt maximivärde, cm
Difmin = skillnad mellan beräknat och verkligt minimivärde, cm
Diffr = skillnad mellan beräknad och verklig variationsbredd,
RR = variationsbredd hos vattennivån i referensröret under observationsperioden, cm
C-koeff = Korrelationskoefficienten for vattennivåerna under observationsperioden

STARTPOS. 1 STARTDATUM 74 116

Datum	Difmax	Difmin	Diffr	RR	C-koeff
74 2 1	-16.0	135.0	151.0	0.0	1.0000
74 215	*******	*******	*******	0.0	0.9996
74 3 5	15.0	-40.6	-55.6	23.0	0.9995
74 318	15.8	-46.5	-62.2	26.0	0.9995
74 4 3	19.7	-76.8	-96.5	36.0	0.9987
74 416	12.9	-24.4	-37.3	61.0	0.9988
74 5 3	11.9	-17.1	-29.0	66.0	0.9989
74 521	11.3	-12.7	-24.0	86.0	0.9990
74 6 3	10.6	-7.4	-18.1	89.0	0.9986
74 615	7.2	18.7	11.5	115.0	0.9988
74 7 2	7.6	15.5	7.9	137.0	0.9989
74 715	6.8	22.1	15.4	146.0	0.9991
74 8 3	5.9	28.4	22.4	154.0	0.9991
74 818	4.9	35.9	31.0	165.0	0.9977
74 831	6.0	27.8	21.8	167.0	0.9979

STARTPOS. 15 STARTDATUM 74 818

Datum	Difmax	Difmin	Diffr	RR	C-koeff
74 831	-118.0	33.0	151.0	0.0	1.0000
74 916	66.1	25.2	-40.8	64.0	0.9981
74 929	37.9	26.4	-11.4	128.0	0.9970
741014	22.5	27.1	4.6	142.0	0.9973
7411 1	12.4	27.5	15.1	153.0	0.9974
741116	1.9	28.0	26.1	187.0	0.9976
7412 3	1.9	28.0	26.1	187.0	0.9978
741216	1.9	28.0	26.1	187.0	0.9979
741230	1.9	28.0	26.1	187.0	0.9980
75 113	1.9	28.0	26.1	187.0	0.9981
75 2 4	1.9	28.0	26.1	187.0	0.9982
75 215	1.9	28.0	26.1	187.0	0.9980
75 3 2	1.9	28.0	26.1	187.0	0.9982
75 317	1.9	28.0	26.1	187.0	0.9982
75 4 2	1.9	28.0	26.1	187.0	0.9982

STARTPOS. 30 STARTDATUM 75 4 2

Datum	Difmax	Difmin	Diffr	RR	C-koeff
75 416	-18.0	133.0	151.0	0.0	1.0000
75 5 2	-14.4	118.6	133.0	11.0	0.9998
75 514	40.6	-98.4	-138.9	28.0	0.9962
75 6 1	28.0	-48.5	-76.5	47.0	0.9962
75 615	17.4	-6.9	-24.4	70.0	0.9971
75 623	11.5	16.6	5.1	95.0	0.9978
75 630	10.0	22.4	12.4	100.0	0.9976
75 715	3.2	49.2	46.0	132.0	0.9932
75 731	3.2	49.2	46.0	132.0	0.9940
75 815	6.5	36.0	29.5	132.0	0.9946
75 831	8.4	28.9	20.5	132.0	0.9949
75 916	8.4	28.9	20.5	132.0	0.9943
7510 1	8.4	28.9	20.5	132.0	0.9940
751015	8.4	28.9	20.5	132.0	0.9944
751031	8.4	28.9	20.5	132.0	0.9946

STARTPOS. 45 STARTDATUM 751031

Datum	Difmax	Difmin	Diffr	RR	C-koeff
751115	-60.0	91.0	151.0	0.0	1.0000
7512 1	3.5	-0.8	-4.3	51.0	0.9997
751215	3.5	-0.8	-4.3	51.0	0.9998
751231	3.5	-0.8	-4.3	51.0	0.9997
76 116	3.5	-0.8	-4.3	51.0	0.9995
76 2 1	10.0	-37.0	-47.0	51.0	0.9979
76 215	14.1	-60.1	-74.2	51.0	0.9973
76 3 1	14.1	-60.1	-74.2	51.0	0.9976
76 315	14.1	-60.1	-74.2	51.0	0.9976
76 4 1	14.1	-60.1	-74.2	51.0	0.9977
76 415	14.1	-60.1	-74.2	51.0	0.9972
76 5 1	14.1	-60.1	-74.2	51.0	0.9974
76 516	14.1	-60.1	-74.2	51.0	0.9976
76 6 1	13.5	-56.4	-69.8	52.0	0.9977
76 615	8.5	-28.7	-37.3	61.0	0.9979

STARTPOS. 60 STARTDATUM 76 615

Datum	Difmax	Difmin	Diffr	RR	C-koeff
76 629	-85.0	66.0	151.0	0.0	1.0000
76 715	-28.4	7.1	35.5	48.0	0.9999
76 8 2	-28.4	7.1	35.5	48.0	0.9997
76 814	-13.4	-8.6	4.8	65.0	0.9996
76 9 1	-6.0	-16.3	-10.3	81.0	0.9994
76 915	-21.6	-0.0	21.6	101.0	0.9995
7610 2	-21.6	-0.0	21.6	101.0	0.9986
761015	-21.6	-0.0	21.6	101.0	0.9969
7611 1	-5.5	-0.0	5.5	132.0	0.9971
761115	6.4	0.0	-6.4	161.0	0.9970
7612 1	-2.8	0.0	2.8	191.0	0.9971
761215	-2.8	0.0	2.8	191.0	0.9971
761227	-2.8	0.0	2.8	191.0	0.9971
77 115	-2.8	0.0	2.8	191.0	0.9966
77 2 1	-2.8	0.0	2.8	191.0	0.9965

STARTPOS. 75 STARTDATUM 77 2 1

Datum	Difmax	Difmin	Diffr	RR	C-koeff
77 216	-26.0	125.0	151.0	0.0	1.0000
77 3 2	-12.0	95.0	107.0	9.0	0.9999
77 315	-10.3	91.2	101.5	12.0	0.9999
77 331	-10.3	91.2	101.5	12.0	0.9999
77 415	5.5	57.5	52.0	32.0	0.9999
77 430	9.4	49.1	39.6	32.0	0.9999
77 514	9.4	49.1	39.6	32.0	0.9998
77 6 1	25.4	-36.8	-62.2	52.0	0.9983
77 614	23.0	-24.0	-47.0	56.0	0.9985
77 7 1	21.1	-14.0	-35.2	67.0	0.9981
77 716	18.0	3.0	-14.9	105.0	0.9978
77 730	18.0	3.0	-14.9	105.0	0.9979
77 815	21.7	-16.7	-38.4	115.0	0.9970
77 831	20.9	-12.9	-33.8	120.0	0.9966
77 915	20.9	-12.9	-33.8	120.0	0.9968

STARTPOS. 90 STARTDATUM 77 915

Datum	Difmax	Difmin	Diffr	RR	C-koeff
7710 2	-75.0	76.0	151.0	0.0	1.0000
771016	-33.3	51.7	85.0	57.0	0.9989
7711 1	11.7	25.4	13.7	75.0	0.9985
771117	-9.3	37.7	47.0	99.0	0.9986
7712 1	-9.3	37.7	47.0	99.0	0.9987
771215	-4.3	34.7	39.0	99.0	0.9988
771231	-4.3	34.7	39.0	99.0	0.9988
78 115	0.8	31.8	31.0	99.0	0.9988
78 2 1	0.8	31.8	31.0	99.0	0.9989
78 216	0.8	31.8	31.0	99.0	0.9965
78 3 1	4.5	29.5	25.0	99.0	0.9952
78 316	5.8	28.8	23.0	99.0	0.9945
78 331	-0.2	32.3	32.6	112.0	0.9948
78 414	-0.2	32.3	32.6	112.0	0.9951
78 5 2	-0.2	32.3	32.6	112.0	0.9955

STARTPOS. 105 STARTDATUM 78 5 2

Datum	Difmax	Difmin	Diffr	RR	C-koeff
78 515	-57.0	94.0	151.0	0.0	1.0000
78 531	-18.0	34.0	52.0	26.0	1.0000
78 615	-0.0	6.3	6.3	26.0	0.9996
78 630	15.0	-16.8	-31.8	39.0	0.9995
78 715	4.9	-1.2	-6.0	58.0	0.9996
78 731	15.6	-17.7	-33.2	72.0	0.9993
78 816	10.0	-9.1	-19.1	78.0	0.9994
78 9 1	-0.2	6.6	6.8	92.0	0.9993
78 915	-0.2	6.6	6.8	92.0	0.9984
7810 1	-21.4	10.1	31.5	111.0	0.9983
781017	-9.0	8.1	17.1	139.0	0.9983
7811 1	-9.0	8.1	17.1	139.0	0.9980
781116	-9.0	8.1	17.1	139.0	0.9979
7812 2	-9.9	8.2	18.1	140.0	0.9979
781216	-24.7	10.7	35.4	161.0	0.9964

STARTPOS. 165 STARTDATUM 801215

Datum	Difmax	Difmin	Diffr	RR	C-koeff
801230	-36.0	115.0	151.0	0.0	1.0000
81 119	65.2	-655.0	-720.2	5.0	0.9984
81 2 2	-15.8	-39.0	-23.2	25.0	0.9985
81 214	-15.8	-39.0	-23.2	25.0	0.9986
81 3 1	-15.7	-39.2	-23.4	42.0	0.9989
81 316	-15.7	-39.2	-23.4	42.0	0.9991
81 4 2	-15.7	-39.2	-23.4	42.0	0.9992
81 415	-15.7	-39.2	-23.4	42.0	0.9991
81 429	-17.9	-22.8	-4.9	47.0	0.9985
81 515	-19.9	-7.2	12.8	53.0	0.9986
81 6 1	-19.9	-7.2	12.8	53.0	0.9983
81 616	-21.1	1.4	22.5	57.0	0.9984
81 630	-8.4	-17.2	-8.8	57.0	0.9973
81 716	-12.1	10.6	22.7	71.0	0.9974
81 8 1	-10.2	-4.2	6.0	71.0	0.9975

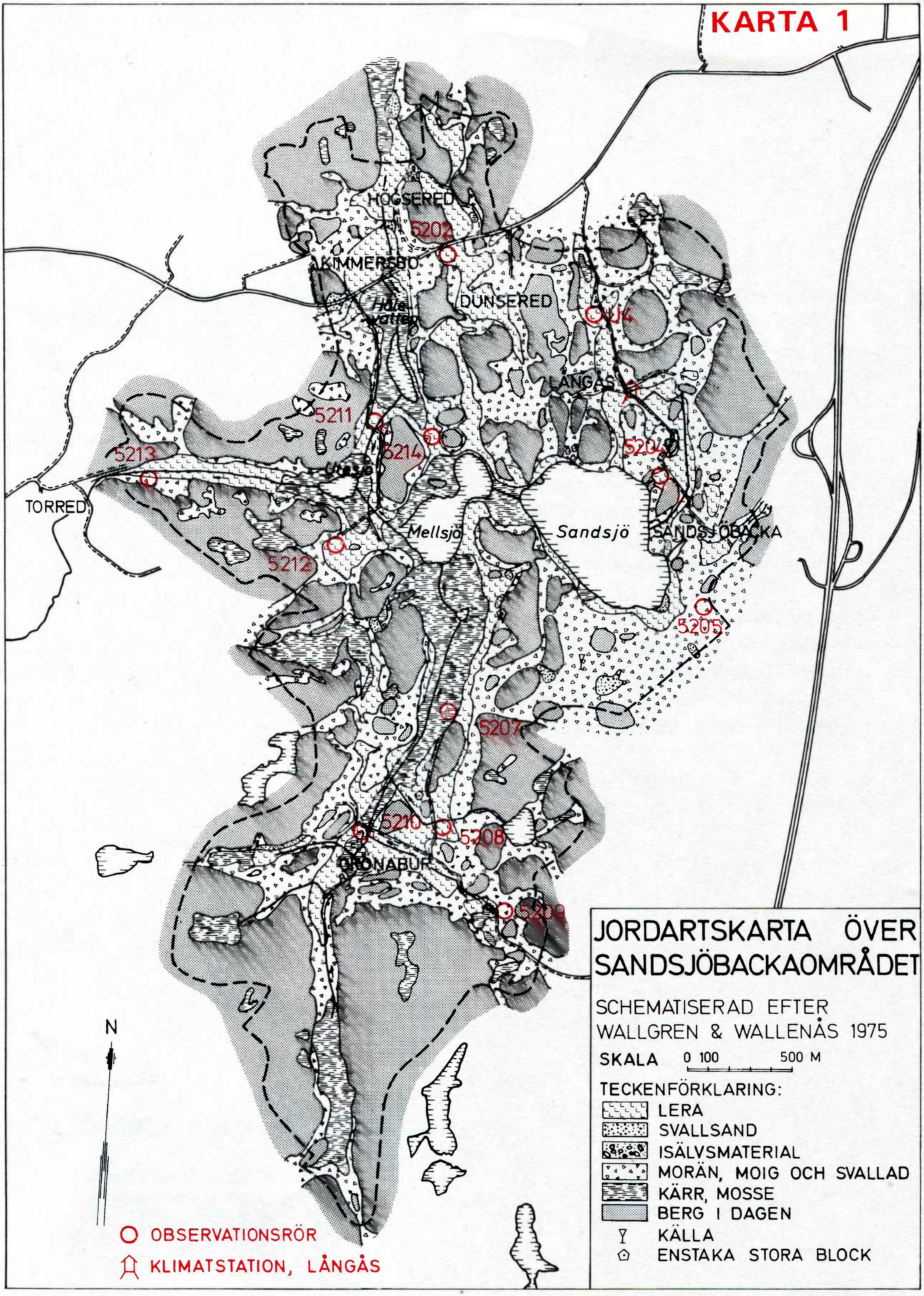
STARTPOS. 180 STARTDATUM 81 8 1

Datum	Difmax	Difmin	Diffr	RR	C-koeff
81 816	-91.0	60.0	151.0	0.0	1.0000
81 831	-59.0	23.9	82.9	32.0	0.9996
81 915	-65.2	33.0	98.2	45.0	0.9981
8110 1	-22.7	16.9	39.6	48.0	0.9960
811021	59.7	-16.4	-76.0	75.0	0.9935
8111 3	2.5	6.7	4.2	116.0	0.9940
811118	-5.8	10.1	15.9	126.0	0.9944
8112 3	-5.8	10.1	15.9	126.0	0.9946
811216	-5.8	10.1	15.9	126.0	0.9949
811230	-5.8	10.1	15.9	126.0	0.9937
82 117	-5.8	10.1	15.9	126.0	0.9932
82 2 5	-4.7	-3.0	1.7	126.0	0.9901
82 215	-4.7	-3.0	1.7	126.0	0.9898
82 3 1	-4.7	-3.0	1.7	126.0	0.9904
82 315	-1.3	-4.3	-3.0	126.0	0.9905

STARTPOS. 195 STARTDATUM 82 315

Datum	Difmax	Difmin	Diffr	RR	C-koeff
82 4 1	-17.0	134.0	151.0	0.0	1.0000
82 415	312.7	-1054.3	-1367.0	3.0	0.9973
82 5 3	39.8	-70.6	-110.4	25.0	0.9981
82 516	39.8	-70.6	-110.4	25.0	0.9984
82 6 2	41.8	-77.8	-119.6	30.0	0.9986
82 615	41.8	-77.8	-119.6	30.0	0.9985
82 7 1	34.9	-53.2	-88.1	53.0	0.9985
82 717	28.1	-28.7	-56.8	81.0	0.9985
82 731	25.2	-18.0	-43.2	105.0	0.9985
82 817	17.9	8.1	-9.8	133.0	0.9988
82 9 1	17.9	8.1	-9.8	133.0	0.9989
82 915	17.9	8.1	-9.8	133.0	0.9989
82 930	17.9	8.1	-9.8	133.0	0.9985
821015	17.9	8.1	-9.8	133.0	0.9984
8211 1	1.7	10.2	8.4	150.0	0.9984

KARTA 1



JORDARTSKARTA ÖVER SANDSJÖBACKAOMRÅDET

SCHEMATISERAD EFTER
WALLGREN & WALLENÅS 1975

SKALA 0 100 500 M

TECKENFÖRKLARING:

- LERA
- SVALLSAND
- ISÄLVSMATERIAL
- MORÄN, MOIG OCH SVALLAD
- KÄRR, MOSSE
- BERG I DAGEN
- KÄLLA
- ENSTAKA STORA BLOCK

Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Lantmäteriverket 1984-02-27.

KARTA 2

KÄRNA KORSVÄG

TORSBY

5311

5313

5309

HERMANSBY

5307

FLATEBY

TOREBY

5310

5302

HARESTAD

5301

N

JORDARTSKARTA ÖVER HARESTADSOMRÅDET

SCHEMATISERAD EFTER LARSSON & WALLANDER 1972

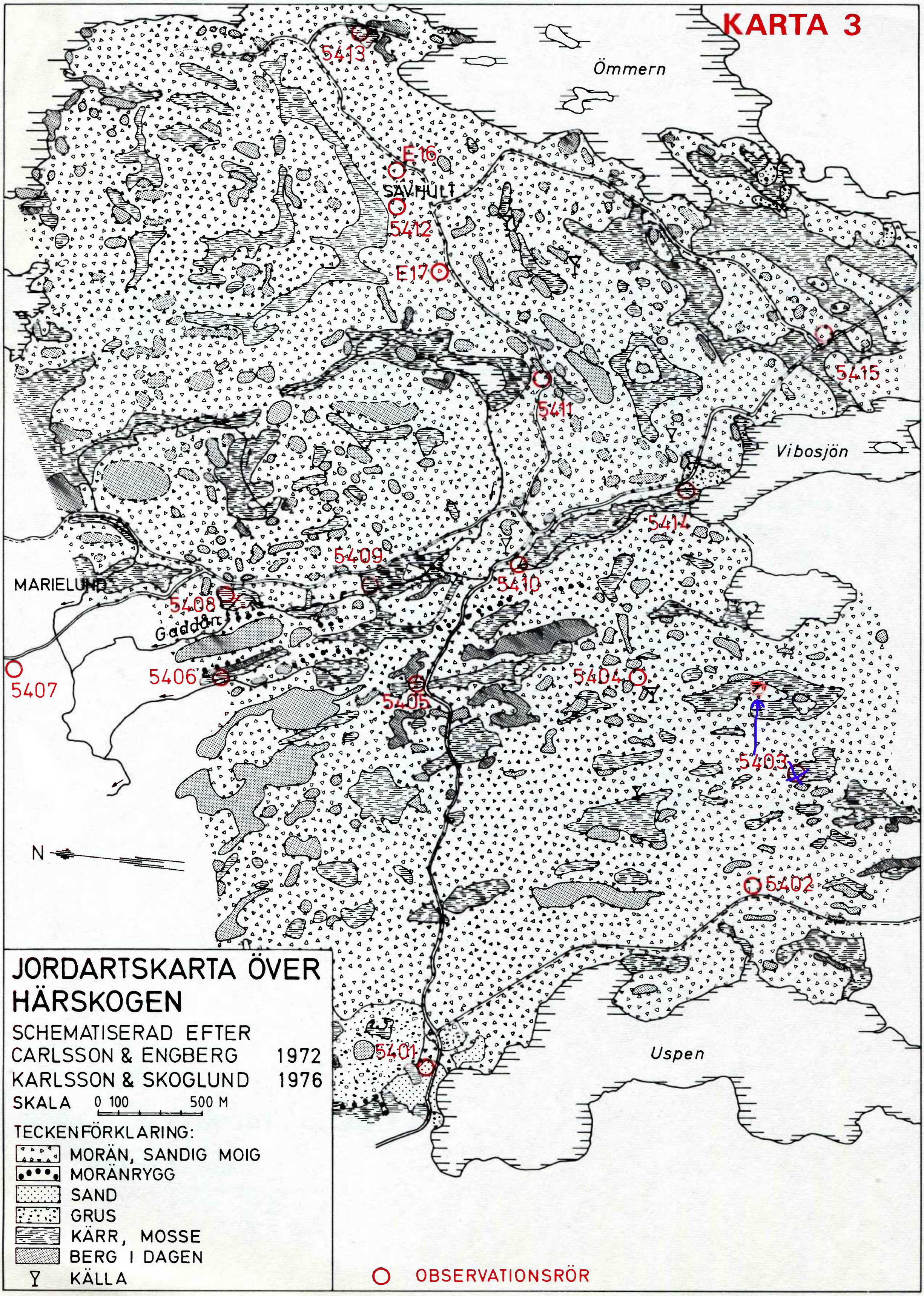
SKALA 0 100 500 M

TECKENFÖRKLARING:

- LERA
- SVALLSAND
- MORÄN, SANDIG OCH SVALLAD
- KÄRR
- BERG I DAGEN
- OBSERVATIONSRÖR

Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Lantmäteriverket 1984-02-27.

KARTA 3



JORDARTSKARTA ÖVER HÄRSKOGEN

SCHEMATISERAD EFTER

CARLSSON & ENGBERG 1972

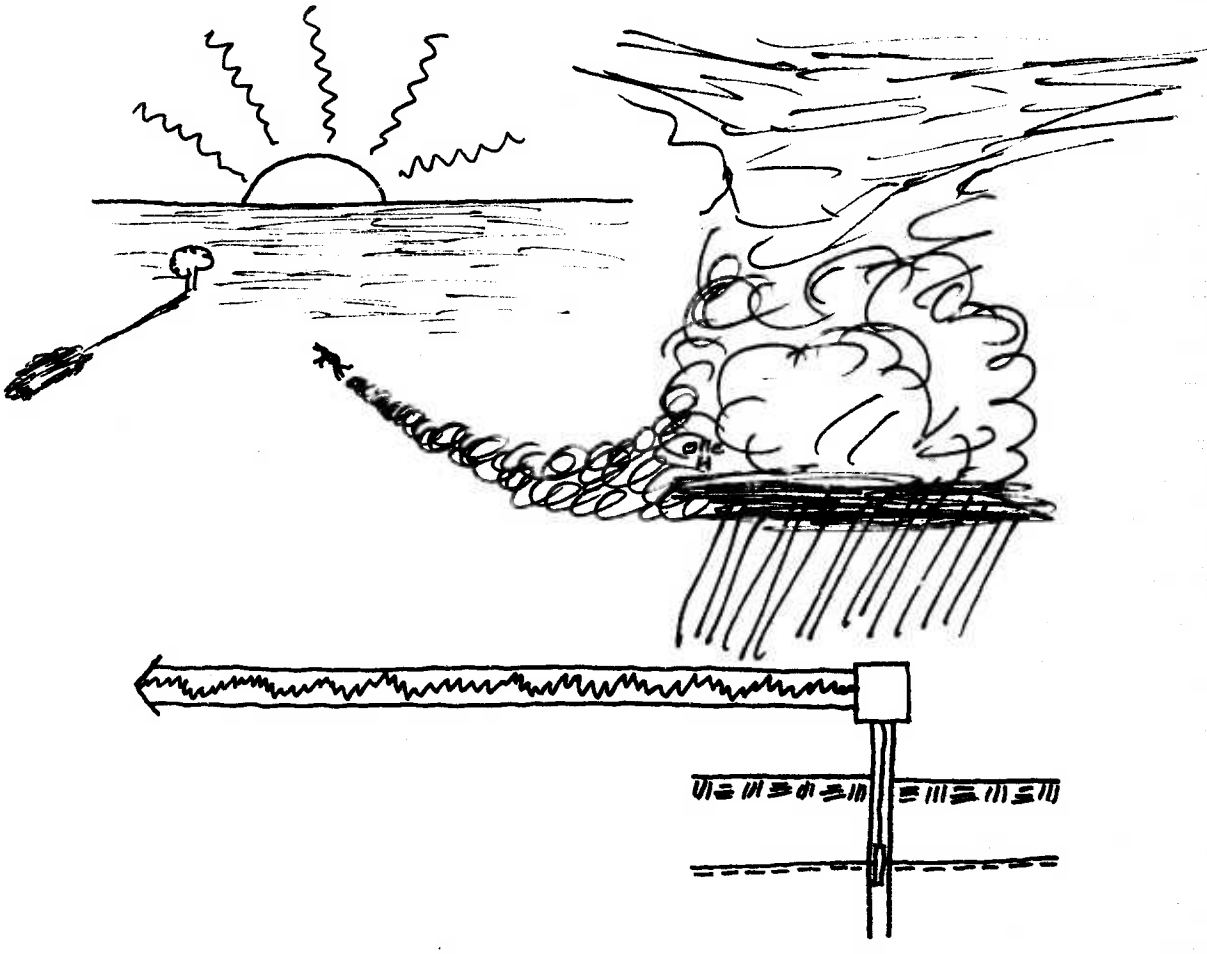
KARLSSON & SKOGLUND 1976

SKALA 0 100 500 M

TECKENFÖRKLARING:

- MORÄN, SANDIG MOIG
- MORÄNRYGG
- SAND
- GRUS
- KÄRR, MOSSE
- BERG I DAGEN
- KÄLLA
- OBSERVATIONSRÖR

Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Lantmäteriverket 1984-02-27.



Printed in Sweden, Minab/Gotab, Kungälv. 1984.35906