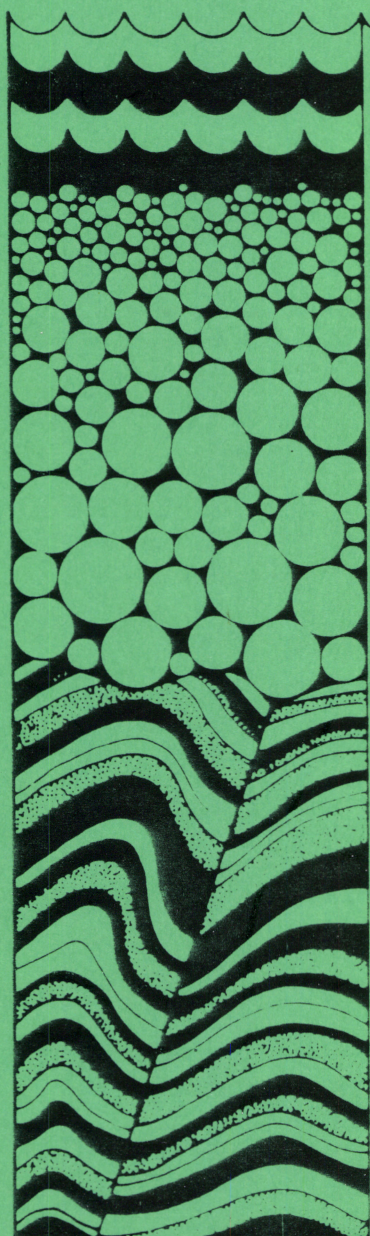


INSTITUTT FOR GEOLOGI NORGES LANDBRUKSHØGSKOLE

Department of Geology, Agricultural University of Norway
Address: N—1432 Ås - NLH. Telephone: (02) 94 00 60



RAPPORT NR.27

ÅS 1987

Lillian Øygarden, Sylvi Haldorsen
og Tidemann Klemetsrud

Grunnvann i Braskereidfoss,
Våler kommune, Solør

Undersøkelse i forbindelse med
grunnavnsanlegg.

Vedlegg:

Løsmassekart Braskereidfoss 1:10000

Geir Goffeng 1983

ISBN 82-576-2518-3

"RAPPORT" fra Institutt for Geologi omfatter trykksaker som instituttet produserer og distribuerer for egen regning, som årsmeldinger og andre rapporter, foredrag, tabellverk og liknende mangfoldiggjorte dokumentasjoner som vedrører publiserte avhandlinger, samt "preprints" av vitenskaplige avhandlinger.

Serien utkommer etter behov og nummereres fortløpende. De enkelte nummer vil bli distribuert til personer og institusjoner som antas relevante, og ellers til interesserte på forespørsel. Serien er ikke tilgjengelig i vanlig salg eller skripsjon.

Ansvarlig for redaksjon og utgivelse er redaktør oppnevnt av instituttets styre.

Ved referanser til serien anbefales følgende form:

Institutt for Geologi
Norges Landbrukshøgskole, Ås
Rapport nr. xx, 19 .

Henvendelse kan skje til:

Norges Landbrukshøgskole
Institutt for Geologi
Boks 21, 1432 ÅS-NLH,
Norway

Redaktør (Editor): Rolf Sørensen

"RAPPORT" (i.e. Report series) from Institutt for Geologi (Department of Geology), The Agricultural University of Norway, Ås, has been instituted to accept miscellaneous informally reproduced papers circulated by the Department, such as annual reports and other reports, lectures, tables and other documentary matter related to published research papers from the Department, and preprints of research papers.

The series will be circulated to persons and institutions considered relevant, and is not for ordinary sale or subscription.

Editing and publication of the series are the responsibilities of the Department.

The series should be referred to as follows:

Department of Geology,
Agricultural University of Norway
Report no. xx, 19 .

Requests may be adressed to:

Agricultural University of Norway
Department of Geology
P.O.Box 21,
N-1432 Aas-NLH, Norway.

Innholdsfortegnelse

I INNLEDNING	5
II OMRÅDEBESKRIVELSE	7
<u>2.1 Geografisk beliggenhet.</u>	7
<u>2.2 Braskereidfoss vannverk</u>	7
<u>2.3 Klima</u>	8
<u>2.4 Arealbruk og aktiviteter i Braskereidfossområdet</u>	8
III KVARTERGEOLOGI	11
<u>3.1 Regional kvartærgeologi</u>	11
<u>3.2 Løsmasseegenskaper</u>	14
<u>3.3 Profilbeskrivelser</u>	16
<u>3.4 Sonderboringer</u>	17
<u>3.5 Grustak i området</u>	24
IV HYDROGEOLOGISKE KART	25
<u>4.1 Innledning</u>	25
<u>4.2 Etablering av nett for grunnvannsstandsmålinger</u>	25
<u>4.3 Nettets avgrensning</u>	25
<u>4.4 Grunnvannets strømningsmønster</u>	26
<u>4.5 Oppholdstider</u>	28
<u>4.6 Vannverkets tilførselsområde</u>	30
<u>4.7 Strømningsmønster og aktiviteter i vannverkets nærrområde</u>	32
<u>4.8 Svingninger i grunnvannsnivå sammenlignet med nedbør og vanddeficitdata</u>	32
V PRØVEPUMPING	36
<u>5.1 Formål og prinsipp</u>	36
<u>5.2 Forutsetninger for beregningsmetodene</u>	38
<u>5.3 Beregning av hydrauliske egenskaper</u>	38
<u>5.4 Praktisk gjennomføring. Prøvepumpingsprosedyre</u>	41
<u>5.5 Resultater</u>	42
<u>5.6 Anvendelse av resultater fra pumpestestene</u>	51
VI HYDROKJEMI	56
<u>6.1 Analyseprogram</u>	56

<u>6.2 Resultater av vannanalyser 1982-83</u>	56
<u>6.3 Resultater av vannanalyser 1965-83</u>	58
<u>6.4 Samlet vannkvalitetsvurdeing</u>	61
VII ANVENDELSE OG PRAKTISK NYTTE AV DET HYDROGEOLOGISKE	
KARTET	63
<u>7.1 Klausulering</u>	63
<u>7.1.2 Soneinndeling omkring grunnvannsverk</u>	64
<u>7.2 Restriksjoner</u>	64
<u>7.3 Bestemmelse av beskyttelsesområde - klausulbelagt</u> <u>område når hydrogeologiske kart foreligger</u>	65
<u>7.4 Klausulering på Braskereidfoss</u>	65
<u>7.5 Utvidelse av vannverket</u>	71
<u>7.6 Arealplanlegging</u>	72
<u>7.7 Vurdering av fare/skade ved uhell fra tilfeldige</u> <u>punktkilder</u>	73
VIII FREMGANGSMÅTE FOR KOMMUNER O.A. VED UTARBEIDELSE AV	
HYDROGEOLOGISKE KART TIL BRUK I AREALPLANLEGGING OG VED	
KLAUSULERING AV VANNKILDE I LØSMASSER	74
<u>8.1. Etablering av grunnvannsverk i løsmasser</u>	74
<u>8.2. Godkjenning og/eller utvidelse av eksisterende</u> <u>vannverk i løsmasser</u>	76
IX. SAMMENDRAG	77
X. LITTERATURLISTE.	80

I INNLEDNING

Braskereidfoss i Våler kommune i Hedmark har drikkevannsforsyning basert på grunnvann i løsmasser. Anlegget stod i 1982-83 foran en utvidelse der det samtidig skulle søkes om godkjenning hos helsemyndighetene. Grunnvannsmagasinet er hovedsaklig bygget opp av sandlag med noen siltlag og enkelte gruslag. Magasinet må betegnes som relativt homogent, slik at beregninger av vannmengder og transporthastigheter kan foretas ut fra standard prosedyrer.

Formålet med undersøkelsen har vært å samle inn de data for løsmasser og grunnvann som bør foreligge når slike anlegg etableres. En av de viktigste oppgavene har vært å utarbeide hydrogeologiske kart for løsmasseavsetningen omkring vannverket. Kartene kan gi informasjon om grunnvannets strømningsmønster, tilførselsområde til vannverket og kan brukes til beregning av oppholdstider for vannet. Kartene kan komme til nytte ved fastsettelsen av sikringssoner. Løsmasseegenskaper ved avsetningen er vurdert ut fra profilbeskrivelser, sonderboringer og løsmassekart. Variasjoner i grunnvannstand er vurdert i forhold til klima, tykkelse av umettet sone og egenskaper ved grunnvannsmagasinet. Den generelle vannkvalitet i området er undersøkt. Det er foretatt prøvepumping av avsetningen for å få opplysninger om hydrauliske egenskaper. Undersøkelsen omhandler også generell bruk og nytte av hydrogeologisk kart.

Undersøkelsen ble utført som en hovedoppgave ved NLH i 1984 (Øygarden 1984). Norges geologiske undersøkelse har vært engasjert av Våler kommune til å utføre forundersøkelser i forbindelse med utvidelsen av anlegget og har bidratt med data for sonderboringer og prøvepumping.

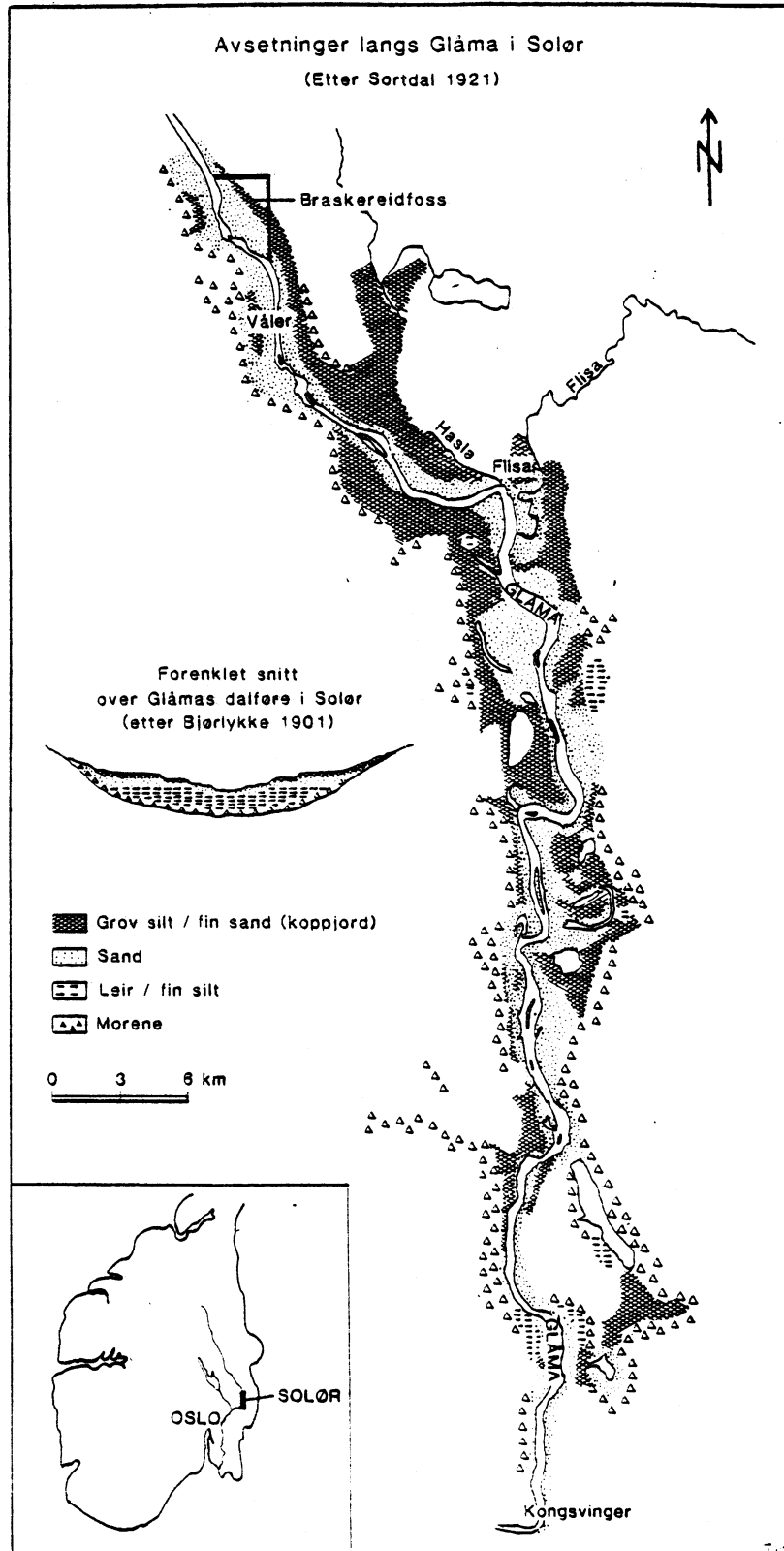


Fig. 1. Forenklet kvartærgeologisk kart over Solørdalføret. Det undersøkte området er rammet inn.

II OMRÅDEBESKRIVELSE

2.1. Geografisk beliggenhet.

Braskereidfoss ligger i Våler kommune mellom Elverum og Flisa, avgrensning er vist i fig. 1.

Glomma utgjør en naturlig avgrensning mot vest. I sørøst grenser feltet mot Kåtbekken. I nordøst grenser feltet mot Øverbyåsen. Undersøkelsens hovedvekt er lagt på feltet omkring vannverket og feltet er derfor kunstig avgrenset mot nord og øst. Arealet er bestemt til ca 3.2 km². Feltet er dekket av løsmasser med sandterrasser i flere nivå. Braskereidfoss vannverk ligger i et gammelt elveløp på en slik terrasse ved Glomma.

2.2. Braskereidfoss vannverk

Vannforsyningen i Braskereidfoss var inntil 1965 basert på private gravde brønner i løsmasser. Braskereidfoss vann og kloakk A/L ble etablert i 1965 for å skaffe vann til private og industri. Etter 1974 har kommunen vært ansvarlig for drift av anlegget.

Vannverket ligger i et gammelt elveløp med ca 10 meters mektighet av sand og grus over leirholdig silt (fig.5). Vannverket var først basert på gravde brønner, men ble seinere utvidet med vertikale rørbrønner. I 1973 var det 4 6" rørbrønner til 12 meters dybde med et 2 meters spaltefilter i dybde 7-9 m. Grunnvannspeilet lå ca 4 meter under bakkenivå og dette ga ca 3 meter beskyttende vannsjikt over uttaket, 3 meter nyttbar vannhøyde (Holten 1973).

Midlere produksjonskapasitet var ca 600 m³ døgn eller ca 500 l/min. Maksimal kapasitet var beregnet til ca 700 l/min. eller 1000 m³/d. (Ensby 1972). Vannet pumpes til et høydebasseng (1000 m³) i Øverbyåsen og fordeles deretter til abonnenter på begge sider av Glomma. I 1973 ble det opprettet egen vannledning for å dekke industribedriftenes behov.

Ved stor belastning ble det i sommerhalvåret problem med driften av anlegget. Vannstanden ble senket ned på filtrene, og pumpene tok luft. Dette var noe av bakgrunnen for arbeidet med forbedring og utvidelse av anlegget i 1982. Samtidig skulle det søkes om godkjennelse av vannverket hos helsemyndighetene ved SIFF. SIFF tok gjennom 1982 og 1983 jevnlig prøver fra råvannsbrønnen og noen andre lokaliteter.

Utvidelse av vannverket med en grusbrønn eller fjellboring ble vurdert, men da dybde til fjell var >38 m ble dette alternativ vurdert som lite akseptabelt. I stedet er valgt en løsning med skråbrønner ut fra en sentral ringbrønn (fig.2). Denne løsning kan brukes der den nyttbare vannhøyden i løsavsetninger er liten. Skråbrønner med lengde 16 m er satt ned med ca. 30° vinkel. Skråbrønnene har 2" diameter og 3 m lange filter i enden. Hver brønn skal kunne ta ut ca. 700 l/min. ved bruk av sugepumper. Dette nyanlegget ble utført høsten 1983 og plasseringen er ca. 40 m sør for det eksisterende pumpehus. Dette er gjort for framtidig sikring ved at det da ble liggende lenger inn fra riksveien (Klemetsrud 1982).

2.3. Klima

Det er benyttet klimadata fra nærmeste meteorologiske stasjon på Flisa, 184 m.o.h. Området har innlandsklima med lite nedbør i vinter og vårmånedene, se fig.3. Nedbørklimaet er preget av konvektiv nedbør som gjør juli og august til årets nedbørrikeste måneder (Tollan 1977). Gjennomsnittlig årsnedbør for 1957-83 er 644mm. Nydannelse av grunnvann kan skje i perioder med nedbørsoverskudd like før og etterat "feltkapasitet" er oppnådd. Nedbørsoverskuddet for Flisa er beregnet til 274 mm/år. Mai, juni og juli har nedbørsunderskudd.

2.4. Arealbruk og aktiviteter i Braskereidfossområdet

Vannverket ligger i et skogområde. På sentrumsflaten på den overliggende terrassen ligger Braskereidfoss sentrum med boligfelt, bensinstasjon og verksted. Det er en betydelig skog-

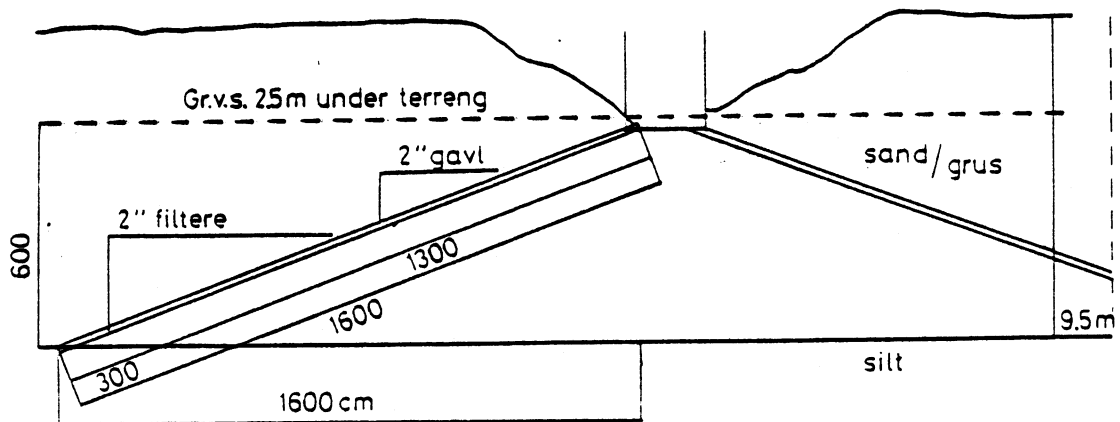
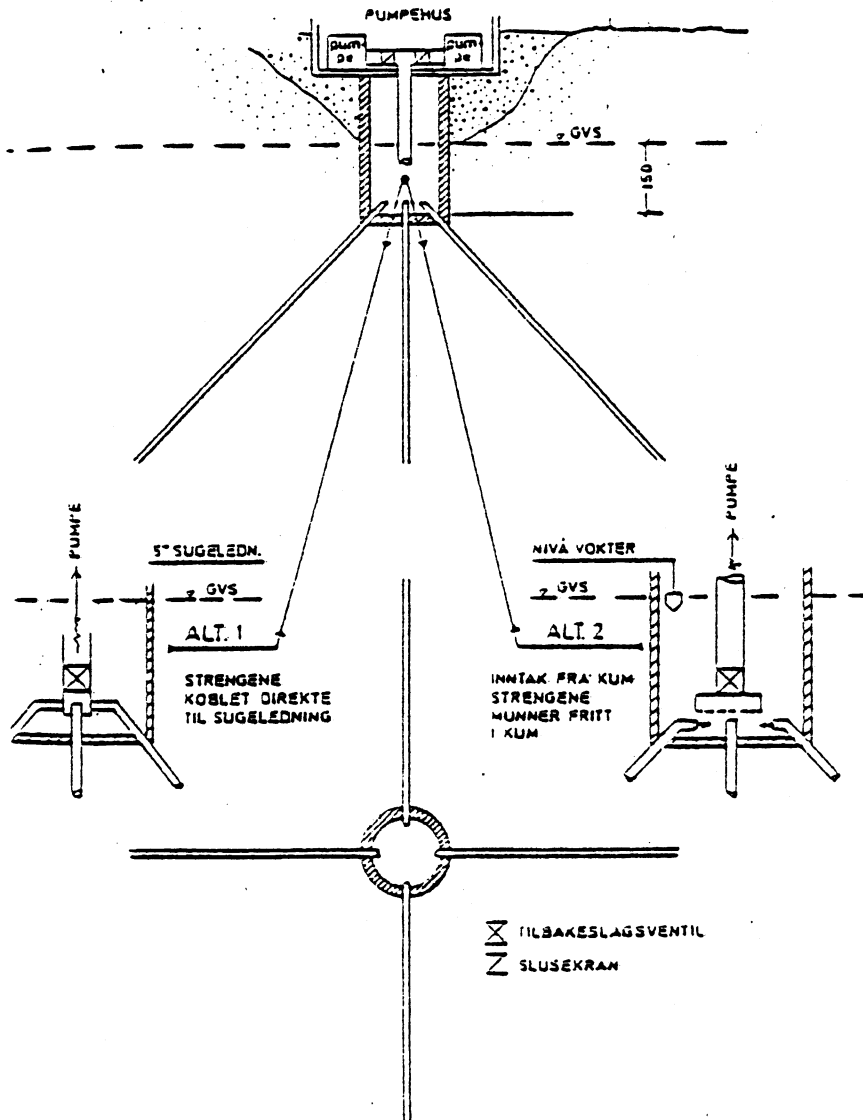


Fig.2 Prinsippskisse for Braskereidfoss vannverk som viser hvordan skråbrønner er satt ned i sand og grus. (Klemetsrud 1982).

industri: Norske skogindustrier, Våler Skurlag og Laftebygg. Disse bedrifter mottar store mengder tømmer, og det drives utstrakt tømmervatning. Gjennom sentrum går jernbane og riksvei 3. Fra sentrum fører riksvei 491 trafikk til campingplassen Støa ved Glomma. Gårdsbruk med dyrket mark finnes ved utkantene av sentrumsområdet og på flaten over sentrum. Det er også dyrket mark i området like sør for vannverket. Områdets kloakkledning går langs jernbanelinjen på undersiden av linjen.

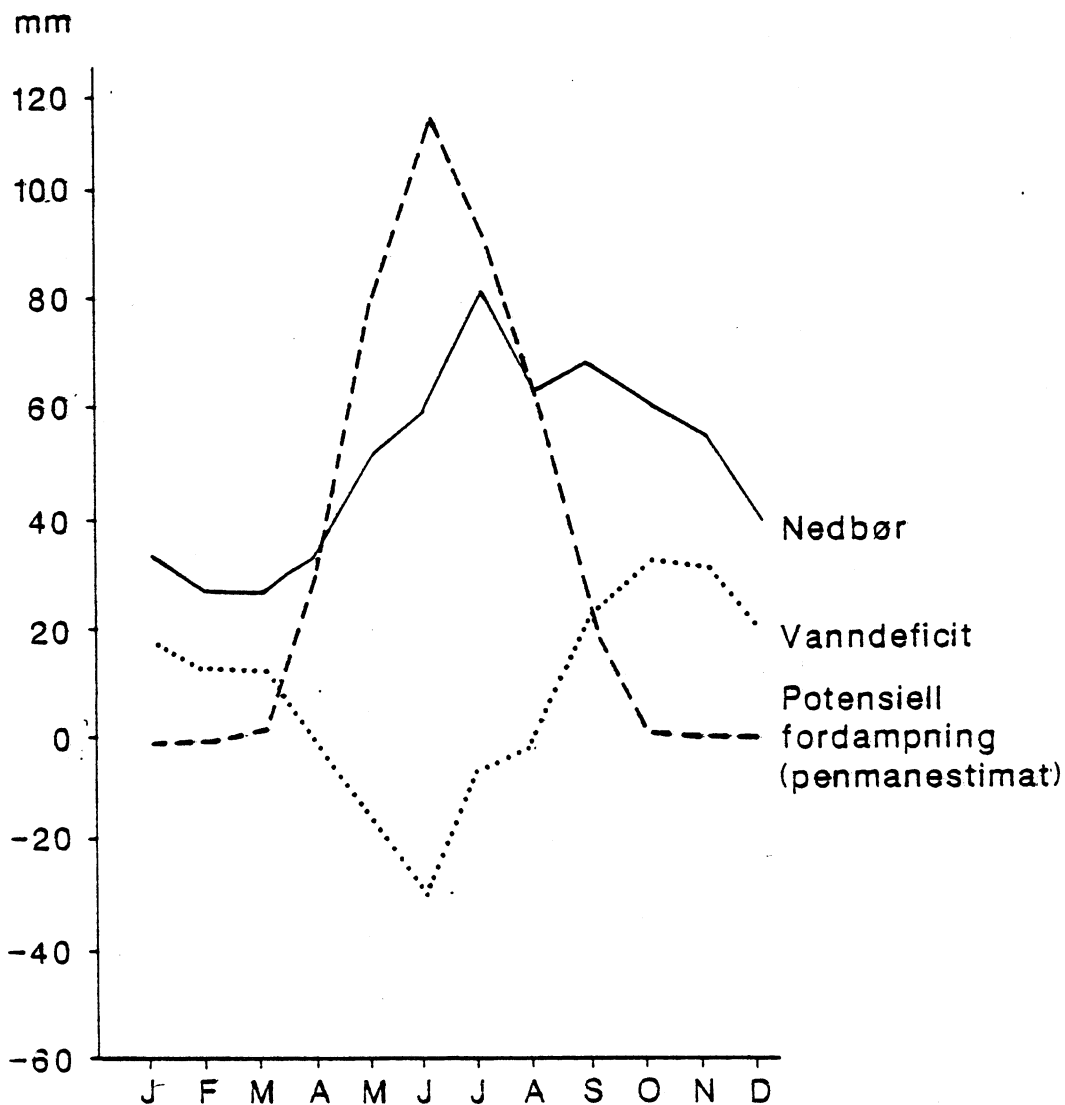


Fig.3 Gjennomsnittlige klimadata for Flisa for perioden 1957-83 (DNMI 1984).

III KVARTERGEOLOGI

3.1. Regional kvartærgeologi

Braskereidfoss ligger i Solørdalføret. Jordartsfordelingen bærer preg av at store deler av dalføret lå under marin grense ved siste istid. Fig. 1 viser hvordan Bjørlykke (1901) tenkte seg et vanlig snitt gjennom jordartene i dalføret.

Bjørlykke (1901) har funnet at morenemateriale er lite framtrædende i dyrket jord i Solør. De eldste lag med større utbredelse er lagdelt finsilt og leir som tolkes som marin avsetning. Dette laget trer kun fram i dagen der bekker og elver har skåret seg ned eller der Glomma har ført bort de overliggende sand- og gruslag. Finsilt og leir er funnet opp til 180 m o.h. i Våler.

Mektige sandlag og tildels grov grus er avsatt over de finkornige avsetningene. Disse er avsatt i rennende vann, sannsynligvis delvis i en grunn fjordarm. Over sandlagene finnes opp til 1 m silt (koppjord) avsatt i stillestående eller nesten stillestående vann. Vindavsetninger (eoliske sediment) er ikke uvanlige i Solør (Holmsen 1954, s.38). Vindblåste dyner danner et småkupert og bølgende terreng. I dag dominerer de store sandflatene. På øverste terrasseflate kan det finnes siltlag. Ned mot Glomma kan finnes lave sandterrasser som oversvømmes i flomperioder, kalt engterrasser hos Bjørlykke. Tykkelsen av finkornige sedimenter er enkelte steder bestemt til >100 m (Holmsen 1965, s.45). På løsmassekart Braskereidfoss (vedlegg 1) har Goffeng (1983) antydnet mektighet av sand til >10 m over store områder. NGU har ved boring i 1982 ved Braskereidfoss vannverk funnet dybde til fjell >38 m (Klemetsrud 1982).

I Hov i Løten, nord for Braskereidfoss er et trestykke datert til 8790 ± 110 år f.nåtid funnet i 240-250 meters høyde (Henningsmoen 1975, s.72). Sørensen (1979) mener åsene i Elverumstraktene ble isfrie for ca 9000 år siden og at de siste isrestene i dalbunnen muligens forsvant for ca 8500 år siden

Kvartærgeologi i Våler

(etter Holmsen 1954, Borgkonsult A/S 1980)

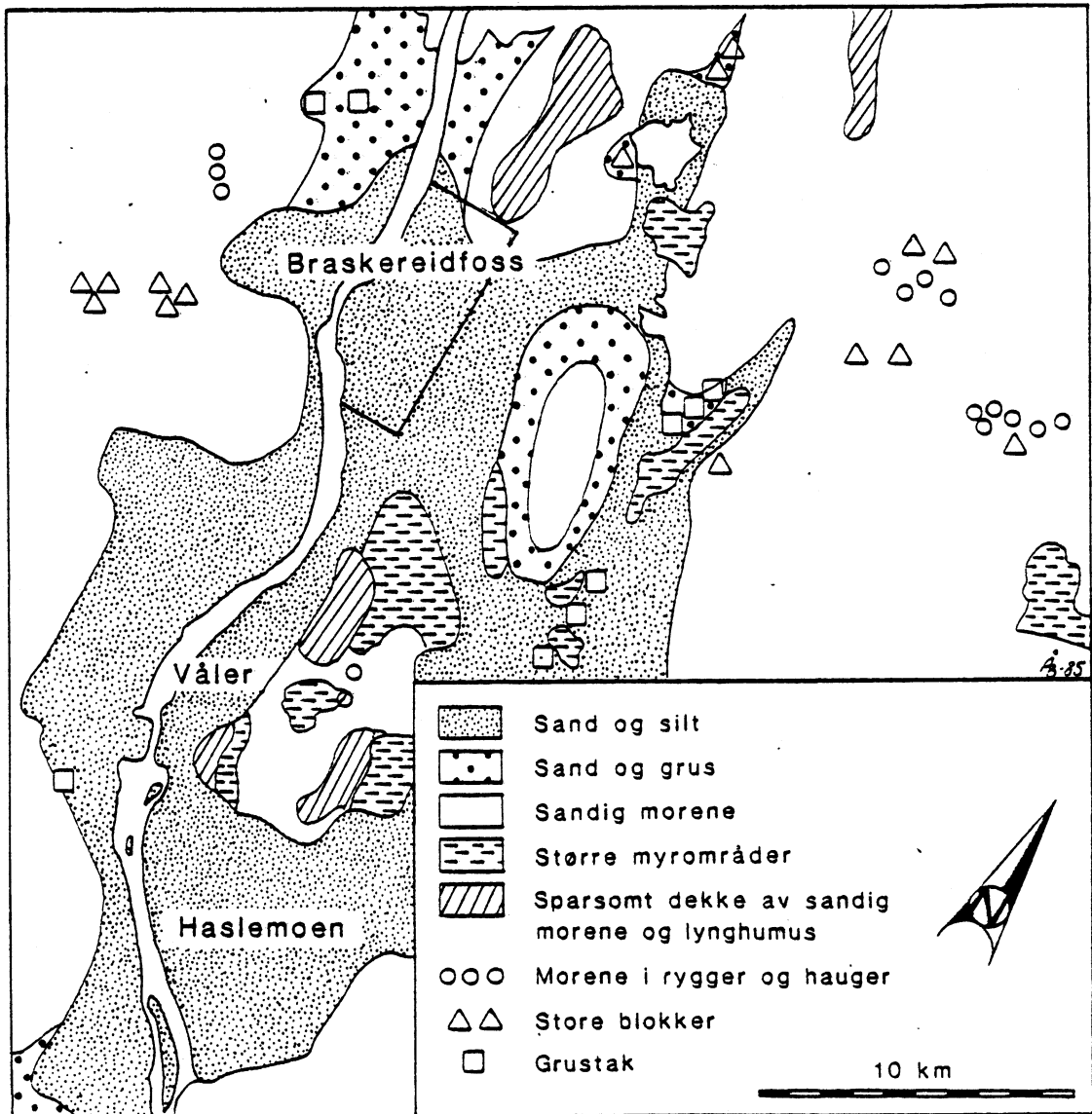


Fig.4 Kvartærgeologisk kart for Braskereidfossområdet (etter Holmsen 1954, i Borgkonsult A/S 1980).

(referat i Bargel 1983, s.38). Ut fra dateringer av bl.a. funnet i Løten er det antatt at isavsmeltingen fra Ratrinnet til Løten tok noe over 1000 år (Henningsmoen 1981). Braskereidfoss ble isfritt for ca 9200 år siden.

Havets øverste nivå ved siste istid er ikke nøyaktig fastlagt i området. Høltedahl (1960) har på "Glacial map of Norway" angitt MG til 203 m ved Braskereidfoss. Det er antydning av havinntrengning til Vesterhaug, like sør for Elverum (Falch-Muus 1951, s.521). Holmsen (1954) har på kvartærgeologisk kart "Oppland" bestemt MG like nord for Braskereidfoss, fig. 4. Skiveleire, marin avsetning, er funnet nord til Kåtbekken i Våler og opp til 180 m o.h. (se også Bjørlykke 1901). Ved dype bergboringer etter vann er det påvist saltvann. Marine fossiler er ikke funnet.

Marine avsetninger av skiveleire og lag med silt og finsand, ble avsatt da isfronten stod nord for Braskereidfoss med en fjordarm inn over dalen. Over disse avsetningene har elver bygget ut flater av sand og grus (Holmsen 1954, s.39). Fjordarmen var grunn, og hele dalen ble raskt fylt opp av sandmasser. Finere masser ble ført lenger ut i fjorden og avsatt som leiravsetninger (Falch Muus 1951, s.526). Den grunne fjorden er årsak til at sanden i dalbunnen danner horisontale lag. Inn mot dalbunnen kan det være hauger av mer usortert sand (Holmsen 1965, s.46).

Da istrykket lettet, startet den isostatiske landhevningen. Elvene begynte å grave og transportere materiale fra avsetningene som steg opp av havet. Havnivået steg også, men generelt steg landet mer enn havet (Bargel 1983). Ved balanse mellom landhevning, sedimenttilførsel og havnivåstigning kunne store terrasseflater dannes. Da denne balansen senere ble forstyrret, kunne erosjonen fortsette i dybden. Nye terrasseflater ble avsatt i lavere nivå. Havnivå var erosjonsbasis. I dag er det tersklene ved Eigsfossen i Våler og Norsfossen i Brandval som utgjør erosjonsbasis og hindrer videre vertikal nedgravning. Dagens erosjon foregår i horisontalplanet (Falch Muus 1951, s.526).

Øvre terrasseflate er dekket av et siltlag. Bjørlykke (1901,

s.606) mener at dette er dannet som et overflatelag da fjorden var nesten oppfylt. Enkelte steder er laget siden fjernet ved erosjon. Nord for Våler (Kåten) finnes dette laget bare spredt, mens det har større utbredelse sørover.

De vindblåste dynene er dannet like etter isavsmeltingen, fra avsetningen kom over havnivå og før vegetasjonsdekket var etablert. Figur 5 viser og utbredelse av et tynt sandholdig morenelag over marin grense. Eskere finnes i området. Det sørligste dødisparti finnes ved Bronken, like nord for Braskereidfoss.

Det undersøkte området ligger tildels på den øvre terrasseflaten ved Braskereidfoss og delvis på lavere sandterrasser i ulike nivå. Øvre terrasseflate finnes opp mot marin grense på ca 203 m. Braskereidfoss sentrum ligger på en stor flate i ca 182-184 meters høyde. I 170-175 meters finnes to tydelige dreneringsspor etter Glommas tidligere aktivitet. Braskereidfoss vannverk ligger i et av disse gamle elveløp. Elveløpene kan være dannet som små sideløp i flomperioder.

Fra det tidspunkt havet sto ved øvre marine grense til sentrumsflaten kom over havnivå, tok det ca 150-200 år. Det tok ca 250 år før flaten i 170-175 meters høyde ble tørt land og ca 325 år før Glommas nivå med 161 m kom over havnivå (Sørensen, pers.medd. 1984).

3.2. Løsmasseegenskaper

Løsmassekart for Braskereidfoss finnes som vedlegg 1. Kartet viser at store deler av Braskereidfossområdet ved Glomma består av godt sortert sand; finsand til middels sand. Mektigheten av sandlagene er angitt til >10 m for store deler av området ved elva.

I området ved sentrum finnes et finsandlag <1 m over middels sand >1 m. Nordvest for sentrum, ut mot elva og i et belte langs sentrumsflaten finnes mellomsand >1 m. Total mektighet for begge disse områdene er >10 m. Fra vannverksområdet og ned mot elva er

det et <0.3 m over middels-sand >1 m. Total løsmasse-mektighet er >10 m. Helt ytterst mot elva er det en sone med finsand >1 m og total mektighet >3 m. Sør på sentrumsflaten finnes grovsilt <0.3 m over finsand >1 m og total mektighet >10 m.

Nord og sør på sentrumsflaten er området markert med slake uspesifiserte former. Endel av dette er vindblåste dyner. I Øverbyåsen over sentrum finnes usortert og dårlig sortert grusrik silt og sand. Mektigheten er liten, <0.3 til 1 m og det finnes en rekke fjellblotninger.

Ved overgangen fra Øverbyåsen til flaten over sentrum er det en sone med godt sortert finsand <1 m over dårlig sortert grusrik silt og sand.

Området over riksvei 3, sør for sentrum, består av grovsilt <1 m over middels sand >1 m. Total løsmassemektighet er angitt til >3 m. Løsmassekartet angir også områder med myrdannelser, men disse ligger utenfor det undersøkte området.

Resultat av kornfordelingsanalyser utført i forbindelse med utarbeidelse av løsmassekartet:

nr. 04	Godt sortert finsand
05	Godt sortert finsand
06	Godt sortert grovsilt
07	Sortert finsand
10	Godt sortert finsand

Prøvelokalitetene er avmerket på løsmassekartet.

På kartbladet er markert en lang terrassekant ned mot sentrumsflaten og deler av en terrassekant fra sentrumsflaten og ned mot vannverket. Glommas tidligere elveløp er klart avmerket med terrassekanter.

3.3. Profilbeskrivelser

Det er tatt ut 5 profiler der jordartenes vertikale variasjon er studert. Resultater av kornfordelingsanalysene er vist i fig.6. Beliggenhet av profil 1, 2, 4 og 5 er vist på fig.5. Profil 3 er gravd ut i kanten på terrasseflaten over sentrumsflaten, SØ for kartbladgrensen på fig.5.

Jordklassifikasjon følger klassifikasjonen til Njøs og Sveistrup (1977). Hydraulisk ledningsevne er beregnet etter Hazens formel (Hazen 1893):

$$K(\text{m/s}) = 0,0116 (d_{10}(\text{mm}))^2 \text{ der } d_{10} \text{ er kornstørrelsen svarende til vektprosenten 10 \% .}$$

Hazens formel er anvendbar dersom $d_{60}/d_{10} < 5$ hvor d_{60} er kornstørrelsen svarende til 60 vektprosent. Hazens formel kan brukes som indirekte metode for grove overslagsberegninger av hydraulisk ledningsevne (Knutsson & Mohrfelt 1977).

Profil 1, fig. 6, er gravd i skråning ned mot sentrum. Øverst i profilet finnes et lag med sandig grovsilt med hydraulisk ledningsevne $5.2 \cdot 10^{-6}$ m/s, over siltig finsand med hydraulisk ledningsevne $1.2 \cdot 10^{-5}$ m/s. Fra to til fem meter finnes fin til middels sand med hydraulisk ledningsevne lik $5.7 \cdot 10^{-5}$. Fra fem til tolv meter finnes siltig finsand med hydraulisk ledningsevne mellom $2.9 \cdot 10^{-5}$ og $7.8 \cdot 10^{-6}$ m/s.

Profil 2 er gravd i skråningen fra sentrumsflaten ut mot Glomma. Øverst i profilet finnes siltig finsand. Videre følger middels sand i veksling med enkelte lommer med fast finsand. Hydraulisk ledningsevne varierer mellom $4 \cdot 10^{-4}$ m/s og $5.2 \cdot 10^{-5}$ m/s. Fra 3.5 m og nedover finnes middels sand til grovsand med innslag av grus og stein med størrelse opptil 1-10 cm.

For prøve 5, 6 og 7 er $\frac{d_{60}}{d_{10}} > 5$. Det er brukt modifisert Hazens formel til beregning av hydraulisk ledningsevne.

Profil 3, figur 6, er gravd i skråning fra terrasseflaten over sentrumsflaten sør for sentrum.

Den øverste meteren består av homogen, strukturløs finsand med hydraulisk ledningsevne $4.9 \cdot 10^{-5}$ m/s. Deretter følger en markert veksling mellom riflet finsand og kryss-sjiktet middels sand. Fig. 7 viser finsandlaget der prøve 2 er tatt ut. Prøve 3 er tatt fra kryss-sjiktet middels sand i laget under, med hydraulisk ledningsevne lik $1 \cdot 10^{-4}$ m/s. Videre nedover følger en veksling mellom siltig finsand og middels sand i benkning. I lagene med mellomsand er det tydelig kryss-sjiktning. Hydraulisk ledningsevne er beregnet til henholdsvis $9 \cdot 10^{-6}$ m/s og $3.6 \cdot 10^{-5}$ m/s. Fra 3.85 m dybde finnes et kompakt siltlag, vesentlig middels silt med beregnet hydraulisk ledningsevne til 1.10^{-6} m/s. Fig. 8 viser overgangen mellom sandlaget og siltlaget under. Det viser og vekslingen mellom middels sand og siltig finsand i massene over siltlaget.

Profil 4 er gravd i en 3 m høy vindblåst sanddyne. Prøveuttak fra 35 cm dyp viste sandig silt med hydraulisk ledningsevne $1.6 \cdot 10^{-6}$ m/s. Prøve fra 65 cm dyp viste siltig sand med hydraulisk ledningsevne lik $2.9 \cdot 10^{-5}$ m/s.

Profil 5 er gravd i det samme området med vindblåste dyner, som profil 1, i skråning ned mot jernbanelinjen ved Sandknepp bro. Siltig finsand med hydraulisk ledningsevne lik $1.2 \cdot 10^{-5}$ m/s ligger over finsand med hydraulisk ledningsevne lik $3.6 \cdot 10^{-5}$ m/s.

3.4. Sonderboringer

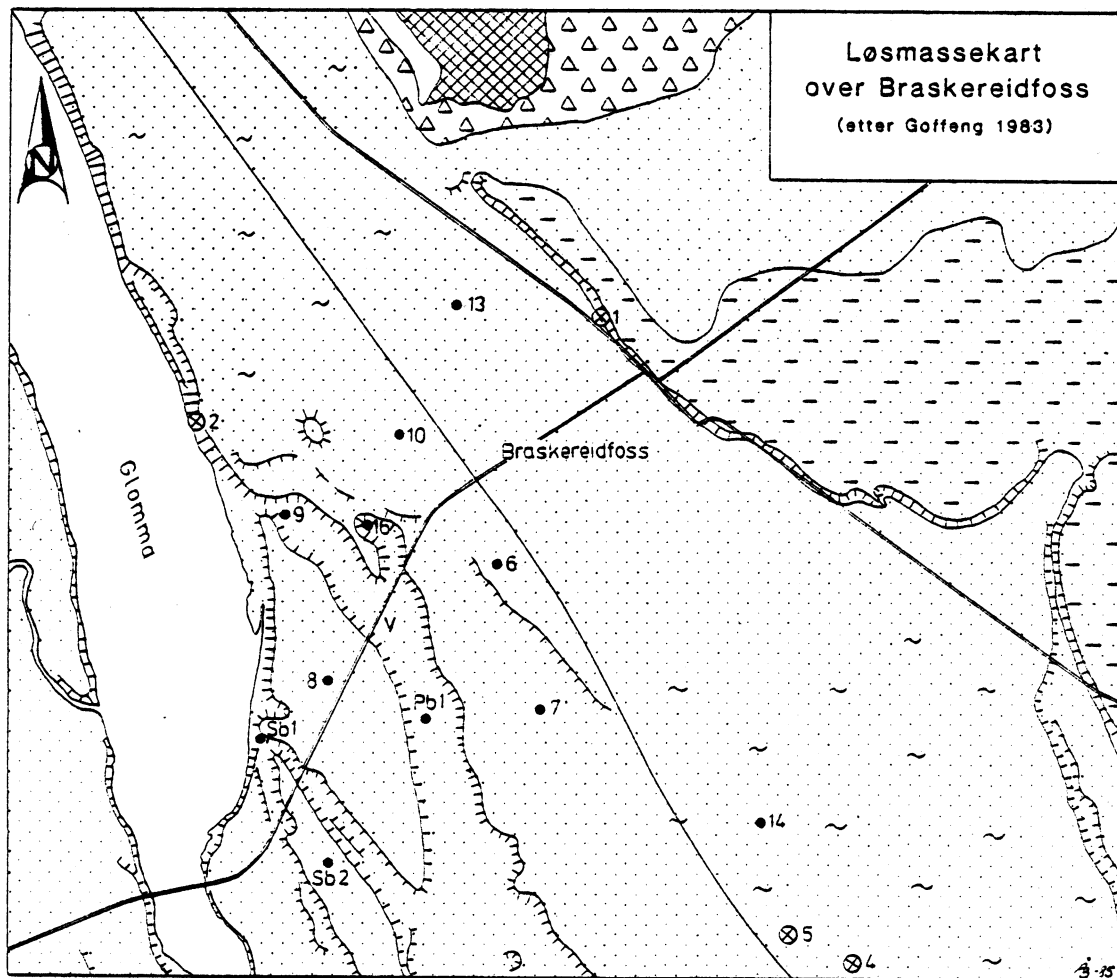
Resultatene av sonderboringene er framstilt i figur 9.

a) Sonderboringer utført av Norges geologiske undersøkelse:

(Ensbj 1972)

NGU har ved sonderboringer rundt Braskereidfoss vannverk funnet ca 10 m mektighet av sand over tettpakket, leirholdig silt. Total mektighet til fjell >38 m (Klemetsrud 1982).

Pb 1, 250 m syd for vannverket: Løst lagret finsand finnes ned til fire og en halv meter etterfulgt av fastere lagret siltig finsand til ti meter.



Tegnforklaring










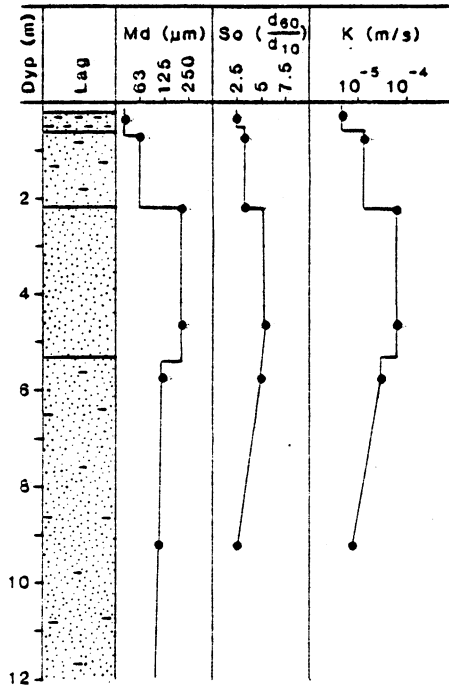
 Sand	 Terrassekant	V Vannverket
 Grov silt (>1m) over sand	 Flyvesanddyne	 Grustak
 Morene over fjell	• Sonderboring	 Jernbane
 Tynt jorddekke og bart fjell	⊗ Gravde profiler	 Hovedveg

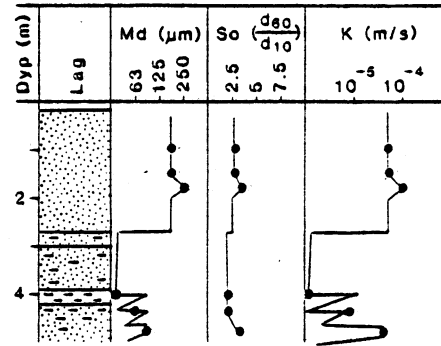
Fig.5 Løsmassekart over den sentrale delen av det undersøkte område. Sonderboringer og undersøkte profiler er tegnet inn. Profil 3 ligger ca 500 m øst for det nederste, høyre hjørnet av figuren.

Profiler gjennom løsmassene på Braskereidfoss

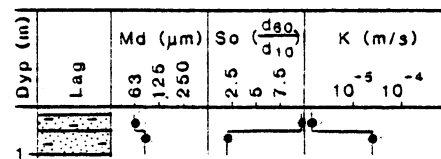
Profil 1



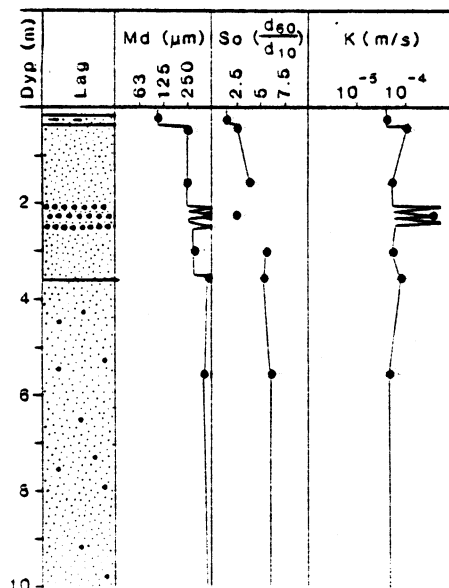
Profil 3



Profil 4



Profil 2



Profil 5

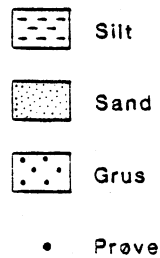
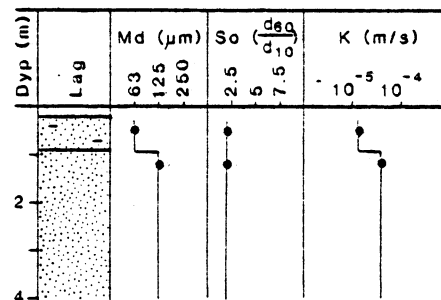


Fig. 6 Resultater fra gravde profiler som viser lagdeling, varierende mediankornstørrelse (Md), sortering (So) og hydraulisk ledningsevne (K, beregnet etter Hazens formel). Beliggenhet av profilene er vist på fig. 5.

Sb 1, 200 m nord for Støa camping. Øverst finnes tre og en halv meter finsand over løsere lagret sand ned til seks meter. Fra seks til ti meter følger fastere lagret siltig finsand. Fra ti meter er funnet enda fastere lagret leirholdig silt.

Sb 2 150 m sør for riksveien vest over Glomma i samme elveleie som Sb 1. Her er funnet løst lagret finsand ned til seks meter fulgt av fastere lagret siltig finsand ned til åtte meter. Fra åtte meter er funnet enda fastere lagret leirholdig silt.

b) Sonderboringer i forbindelse med nedsettelse av peilerør.

Det ble valgt å dele sonderboringene i tre grupper:

1. Boringer på sentrumsflaten ved rør nr.10, 13 og 14.
2. Boringer i Glommas tidligere elveløp, ved rør nr.9 og 16.
3. Boringer i skråningen og på flaten under sentrumsflaten ved rør nr.6, 7 og 100 m rør fra rør nr.8.

Gruppe 1: Et siltlag på en meter dekker over flere meters mektighet av siltig finsand, to meter for rør 10 og fire meter for rørene 13 og 14. Rør 10 har veksling mellom fin, middels og grov sand ned til to meters dyp. Rør 13 har grov sand til ti meters dyp. Rør 14 har middels sand til åtte meters dyp fulgt av grov sand i dypere lag.

Gruppe 2: Rør 9 har middels sand til fem meter etterfulgt av veksling mellom finsand og siltig finsand til ti meter. Rør 16 har en meter silt over to meter siltig finsand. Deretter følger en meter middels sand over en meter grov sand. Mellom fem og ni meter er det veksling mellom fin og fin til middels sand. Ved ni meter er det igjen grovsand.

Gruppe 3: Rør 6 og 7 har et topplag av finsand. Rør 6 har to meter finsand over to meter siltig sand fulgt av fin til middels sand ned til syv meter. Fra syv meter er det finsand med overgang til fin til middels sand ved ti meter. Rør 7 har en meter finsand over middels sand til seks meters dyp. Fra seks til elleve meter er det veksling mellom finsand og siltig finsand. Ved rør 8 finnes en meter siltig finsand over tre meter middels sand. Mellom fire og ti meter finnes to meter grov sand over middels sand. Fra ti meter er det igjen finsand.



Fig.7 Finsandlag med plane lag 1,5 m under toppen av profil 3. (Foto: L.Øygarden).



Fig.8 Overgangen mellom riflet sand og silt i fire meters dyp i profil 3 (Foto: L. Øygarden).

Sonderboringene er ikke korrigert ved uttak av prøver til kornfordelingsanalyser. Resultatene er basert på enkeltpersoners vurdering og derfor noe usikre. Sonderboringene kan sammen med løsmassekartet og kornfordelingsanalysene fra de gravde profil gi et inntrykk av løsmassenes sammensetning.

Undersøkelsene viser at sandavsetningene ikke er homogene. Vertikalt veksler kornstørrelsene mellom silt, finsand, middels sand og grovsand. Veksling i kornstørrelse antyder en variasjon i den hydrauliske ledningsevne mellom $4 \cdot 10^{-4}$ m/s og $1 \cdot 10^{-6}$ m/s. Det er et generelt trekk at topplaget har finere masser enn lagene under. Spesielt gjelder dette sentrumsrådet der det er funnet silt og sandig silt i topplaget. Dette har betydning for infiltrasjon og strømningshastighet gjennom topplaget. Fin til middels sand med hydraulisk ledningsevne mellom $4.9 \cdot 10^{-5}$ og $1 \cdot 10^{-4}$ m/s har vært dominerende i avsetningene. Den grove sanda finnes dypere i avsetningene. Ved profilgraving ble det også påtruffet kompakte lag med siltrikt materiale. Sonderboringene til NGU har påvist leirholdig silt under sandlagene.

Vannuttaket må baseres på sandlagene over den leirholdige silten. Ved vannverket har sandlagene en mektighet på ca ti meter. Grunnvannsnivå kan variere, men ligger ca tre meter fra overflaten. Dette gir en vannmettet mektighet på ca syv meter i sandlagene.

Vertikal løsmassevariasjon skyldes forhold ved dannelsen av løsavsetningene og seinere tiders vannbehandling av det avsatte materialet. Variasjon i strømhastighet virker inn på transportevne og avsetningsforhold. Ved høy strømhastighet kan grovere masser transporteres enn ved lavere hastighet. Når strømhastigheten avtar, vil materiale avsettes. De avsatte massene kan senere utsettes for erosjon og utvasking og/eller overdekkes av nye lag. Løsmassevariasjonen avhenger og av hvilken type materiale vannet har vært i kontakt med og erodert i.

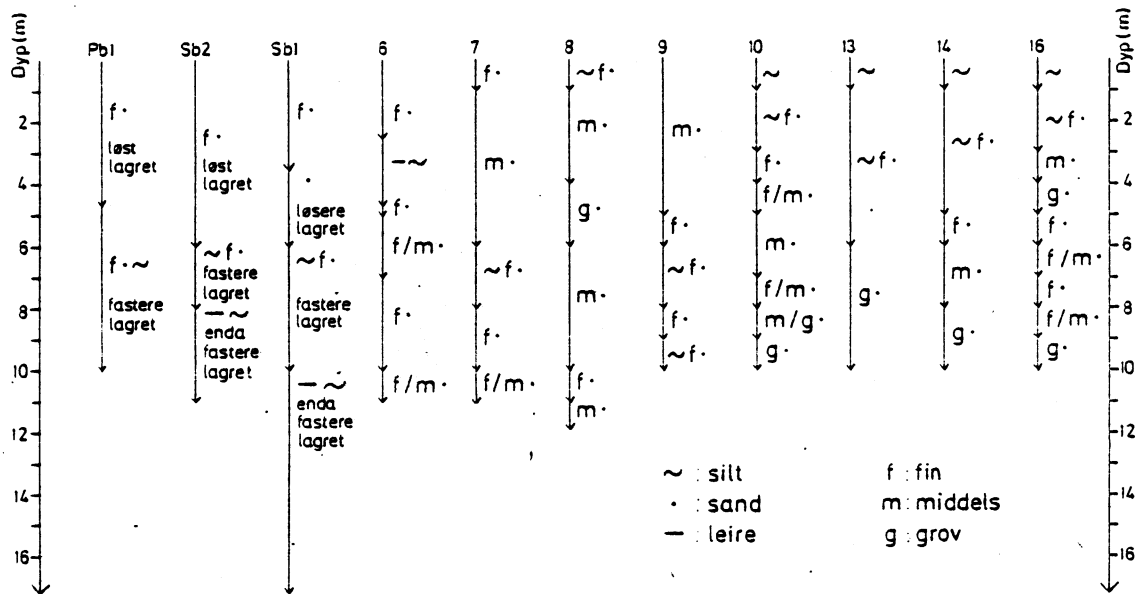


Fig.9 Vertikal løsmassefordeling bestemt ved sonderboringer (Data for Pb1, Sb2 og Sb1 etter Ensby 1972). Geografisk beliggenhet er vist i fig.5.



Fig.10 Veksling mellom grove og fine lag i grusetaket som er avmerket på fig.5. (Foto: L.Øygarden).

3.5. Grustak i området

I området finnes et grustak, som er avmerket på løsmassekartet over området (fig.5). Rør 12 står i dette grustaket. Massene i grustaket skiller seg ut fra de omkringliggende velsorterte sandavsetningene.

Øvre del av grustaket består av et siltlag, men sand dominerer nedover. Det er ikke tatt prøver til kornfordelingsanalyser i grustaket. Nær overflaten med variasjon fra 1-3 m fra toppen finnes et lag med mye grovt materiale, se fig. 10. Mektigheten av dette laget varierer rundt i grustaket, det kan være opptil en meter tykt. Laget består vesentlig av grus, stein og grovsand. Det ble funnet rundet stein med diameter opptil 20 cm. Under dette grove laget består massene vesentlig av middels og grov sand med innsalg av gruslinser og enkelte spredte steiner. Ved bunnen av grustaket lå steiner og blokker med diameter opptil 1 m. Utbredelsen av grustaket og løsmassefordeling med eventuelle grove lag dypere nede er ikke kjent.

IV. HYDROGEOLOGISKE KART

4.1. Innledning

Et grunnvannskart gir et øyeblikksbilde av grunnvannets strømningsforhold. For et åpent grunnvannsmagasin vil formen på grunnvannets overflate gjenspeile bevegelsesretningen for grunnvannet. Høyden på dette nivået over et gitt horisontalt referanseplan angir grunnvannets potensial.

Til bestemmelse av grunnvannets potensial benyttes metoden med hydrologiske trekanter. Dybden til grunnvannsspeilet måles i punkter fordelt i området. Mellom målepunktene, som avmerkes på kartet, trekkes rette linjer til et trekantnett.

Ved interpolasjon mellom verdiene for hjørnene i trekantene er det mulig å avsette punkt for hver hele meter. Gjennom punkter med samme høyde, samme potensial, trekkes linjer som kalles ekvipotensiallinjer. Metoden forutsetter at grunnvannsspeilet har jevn helling mellom to punkter. Inhomogeniteter slik som endring i permeabilitet, kan gjøre at dette fallet ikke er jevnt.

4.2. Etablering av nett for grunnvannsstandsmålinger

Plassering av brønner og peilerør er vist i vedlegg 2. Sommeren 1982 ble 15 brønner med vann registrert i Braskereidfoss sentrum, nr. 101-115. I september 1982 ble 5 5/4" rør med 1 m sandspiss satt ned for å bygge ut trekantnettet, rør 6, 7, 10, 13, 14. NGU satte ned rør 1-5 og 16. Etter nivellering våren 1983 ble flere usikre punkt i nettet oppdaget og rør 8, 9, 11, 12 ble satt ned i juni.

4.3. Nettets avgrensning

Områdets avgrensning er vist på fig. 1 og 4. Det hydrogeologiske kartet (vedlegg 2) er avsluttet ved de rør/brønner som er brukt til peilesteder. Hydrogeologisk er dette kunstige grenser. Hovedvekten er lagt på vannverkets nærmeste områder. Nettet er utvidet for å gi et bilde av det generelle strømningsmønster i

Braskereidfoss-området og vannverkets plassering i dette mønstret. Dette utvidete strømningsbildet gjør det mulig å se aktiviteter i sentrumsområde, industri og dyrket mark i sammenheng med strømning til vannverket. Ut fra arbeidsmessige og kostnadsmessige vurderinger ble det valgt ikke å utvide det regionale bildet mer. Området rundt vannverket ble ansett som godt nok dekket, og en utvidelse av arbeidet ville tilføre lite nytt.

Fullstendige hydrogeologiske kart foreligger fra juni -83, september -83 og desember -83. De målte grunnvannsstandene fra 1982 og våren 1983 er ikke nyttet til fullstendige kart da nettet ikke var fullt utbygd. Målingene gir et generelt bilde av grunnvannsstandssvingningene i området 1982-83. Dette gjelder årstidsvariasjon i grunnvannsstanden og forskjell mellom ulike deler av akviferen.

4.4. Grunnvannets strømningsmønster

Vedlegg 2 viser grunnvannsstanden 29.6.83.

Grunnvannets strømningsretning, som er vinkelrett på ekvipotensiallinjene, er på de hydrogeologiske kart markert med piler.

Fra Lunden i Øverbyåsen og ned mot sentrumsområdet ligger ekvipotensiallinjene tett og indikerer stort fall på grunnvanns-overflaten. Grunnvannstopografien er styrt av den bratte fjell-overflaten med liten løsmasseoverdekking og flater ut på sentrumsflaten der løsmassemektingen er større. Vannet strømmer fra "fjellmagasinet" ned i løsavsetningene på sentrumsflaten og bidrar med vann til den egentlige løsmasseakviferen.

Fra sentrumsområdet og ned mot vannverket og Glomma er ekvipotensiallinjene omtrent parallelle med elva. Dette betyr at vannstrømmen går fra sentrumsflaten ned mot og ut i Glomma. Deler av sentrumsområdet bidrar med vann til vannverket.

I området omkring brønn 109 og 110 og rør 7 og 14 tyder ekvipotensiallinjene på at grunnvannets strømningsretning er mer variabel. Avstanden mellom målepunktene er her større og gir

store beregningstrekanten med mulighet for usikkerhet. Det er valgt å tegne opp et resultatet etter trekantnettet selv om en skjønnsmessig kunne ha rundet linjene noe av. Det blir ikke foretatt videre beregninger på denne delen av kartet.

På den sørlige delen av karbladet er ekvipotensiallinjene parallelle med Glomma, med strømming mot elva. I utgangspunktet var det forventet at ekvipotensiallinjene var parallelle med Glomma i hele området. Ekvipotensiallinjene tegnet opp på grunnlag av målinger i rør 12 antyder imidlertid en forsenkning i grunnvannsoverflaten. Vannet drenerer ifølge dette sørøstover og parallelt med Glomma i en del av området. Noen mulige forklaringer på dette antydes i det følgende.

Rør 12 står i grustaket omtalt i kapittel III. Grunnvannstandssvingningene har vært opptil 0.6 m og ingenting tyder på at det ikke har vært hydraulisk kontakt med grunnvannet. Fig. 10 gir et inntrykk av lagdeling og kornstørrelsesvariasjon i grustaket. Sommeren 1982 sto grunnvannet i dagen, fig. 10. Det er antatt at grustaket kan ligge i en begravet esker. Forsenkningen i grunnvannets overflate nordover fra grustaket kan tyde på dette. Eskere finnes andre steder i området og ligger ofte parallelt med nåværende elveløp (Geir Goffeng, pers.medd. 1983).

Fra Braskereidfossen mot Tjuvholmen er det fjell i dagen, men en vet ikke om det er eventuelle fjellrygger eller forsenkninger inn fra elva. En fjellrygg ut mot Glomma og parallelt med elva vil kunne gi oppstuvning av grunnvannet på innsiden.

Et seismisk profil ville vært til stor nytte her. Det kunne gitt opplysninger om løsmassefordeling og dybde til fjell. En kunne avgjort om det finnes en større sammenhengende dreneringskanal av grovt materiale, eventuelt om det er forsenkninger i berggrunnen, og om flere rør burde vært satt ned for å klargjøre strømretningen for grunnvannet.

Ifølge Norges vassdrags- og Elektrisitetsvesens nivellement er Glomma ved normalvannstand ca 162 m o.h. ved Braskereidfoss (NVE 1923). I rør 8 like ved Glomma ligger grunnvannsspeilet på 164.5

m o.h. (29.6.82). Vannet fra grunnvannsmagasinet renner ut i Glomma. Det ble ikke funnet kilder i dette området ved befaring sommeren -82. I flomperioder kan vannstanden i Glomma stige flere meter og dette gir mulighet for vanninntrengning i ytterkanten av avsetningen. Vannet vil ikke komme langt inn før gradienten hindrer videre inntrengning. Ved Braskereidfoss bro er det nivelert inn et flommerke fra 1934 til 167.46 m o.h. (NVE 1983). Ved slike store flommer etter kraftige regnvær og snøsmelting vil ofte grunnvannstanden også være høyere og på den måten hindre at Glommavann trenger langt inn i avsetningen. Forekomsten av silt- holdige masser nede i avsetningen kan også hindre vanninntrengning. At Glommavann i liten grad trenger inn i akviferen betyr at den er selvmatende. Vannet renner ut i Glomma og blir bare erstattet av infiltrert nedbørvann.

4.5. Oppholdstider

Ved vurdering av forurensningsrisiko og ved klausuleringsbestemmelser er det nyttig å ha kjennskap til gjennomsnittlige oppholdstider for vannet.

For å beregne oppholdstider for vannet benyttes formlene

$q = k \cdot i$, $v = \frac{q}{n_E}$ og $t = \frac{L}{v}$ der q = spesifikk gjennomstrømmende vannmengde, K = hydraulisk ledningsevne, i = hydraulisk gradient, v = hastighet, n_E = effektiv porøsitet, L = transportlengde for vannet, t = gjennomsnittlig oppholdstid.

Tabell 1 gir en oversikt over beregnede oppholdstider. Som verdi for K er brukt $1 \cdot 10^{-4}$ m/s, som etter resultat av kornfordelingsanalysene kan virke noe høy. Ved å velge en høy verdi for vannledningsevnen, kan en beregne minimums oppholdstid. Verdi for effektiv porøsitet er satt til 25 % ut fra samme tankegang. Det er beregnet oppholdstider fra jernbanen (C) til vannverket, riksvei 3 til vannverket og fra skogområde (B) ved rør 6 til vannverket. Det er søkt om tillatelse til oppdyrking av dette skogområdet, men kommunen har utsatt saken i påvente av klausuleringsbestemmelser for området.

Oppholdstidene antyder hvor lang tid grunnvannsstrømmen bruker fra et punkt til et annet. I tillegg kommer tid i umettet sone. De beregnede oppholdstider er gjennomsnittsverdier. Noe av vannet kan følge enkelte åpne kanaler eller grovere lag og få kortere oppholdstider. Beregningene viser en minste gjennomsnittlig oppholdstid på 2.5 år fra jernbanen til vannverket og 1.8 år fra skogsområde ved veien ved rør 6. I fjellmagasinet er det beregnet 244 døgn fra brønn 113 til 114 og 500 døgn fra brønn 113 ned til brønn 102 på sentrumsflaten. Den hydrauliske ledningsevnen er i umettet sone avhengig av vanninnholdet. Den er mindre enn mettet vannledningsevne og øker med økende vanninnhold (Freeze & Cherry 1979). Dette gjør det vanskelig å foreta beregninger i umettet sone. Det er forsøkt beregnet noen oppholdstider i umettet sone for skogsområde som ønskes oppdyrket.

Forutsetninger:

Mektighet av umettet sone: 10 m ved jernbanen
6 m ved veien mot vannverket

Effektiv porøsitet $n_E = 25 \%$

Gradienten, $i = 1$

Umettet vannledningsevne = mettet vannledningsevne
= $1 \cdot 10^{-4}$ m/s og $1 \cdot 10^{-5}$ m/s.

Ved å velge umettet vannledningsevne lik mettet vannledningsevne og velge en så høy verdi som $1 \cdot 10^{-4}$ m/s, vil en få en minste oppholdstid dersom profilet var helt mettet. Ved umettet strømning vil oppholdstiden være lavere enn beregnet for vannmettet profil.

M = 10 m: Oppholdstid: = 0.29 d
 $k = 1 \cdot 10^{-5}$ m/s gir oppholdstid: 2.9 d

M = 6 m: $k = 1 \cdot 10^{-4}$ m/s gir Oppholdstid: 0.17 d
 $k = 1 \cdot 10^{-5}$ m/s gir Oppholdstid 1.7 d

Beregningene viser en oppholdstid i umettet sone mellom 0.29 døgn og 2.9 døgn for sonen med ti meters mektighet dersom vannledningsevnen er 10^{-4} og 10^{-5} m/s. Disse verdiene virker lave. Det

Tabell 1. Beregning av oppholdstider for noen områder på det hydrogeologiske kartet, 29.06.83

Fra - til	Gradient (i)	$q = K \cdot i$ (m/3)	$v = \frac{q}{n_E}$ (m/d)	Oppholdstid
Skogomr. - vannv. (B - A)	$\frac{169,5 - 167,5}{215} = 9,3 \cdot 10^{-3}$	$10^{-4} \cdot 9,3 \cdot 10^{-3} = 9,3 \cdot 10^{-7}$	$3,7 \cdot 10^{-6} = 0,32$	$\frac{215 \text{ m}}{0,32} = 671 \text{ d} = 1,8 \text{ år}$
Jernbanen-vannv. (C - A)	$\frac{171,2 - 167,5}{410} = 9,15 \cdot 10^{-3}$	$9,15 \cdot 10^{-7}$	$3,7 \cdot 10^{-6} = 0,32$	$\frac{410 \text{ m}}{0,32} = 1281 \text{ d} = 3,5 \text{ år}$
Brønn 113-brønn 102 (fjellnag, - sentrumsflaten)	$\frac{203,9 - 171,2}{750} = 4,36 \cdot 10^{-2}$	$4,36 \cdot 10^{-6}$	$1,74 \cdot 10^{-5} = 1,5$	$\frac{750 \text{ m}}{1,5} = 500 \text{ d}$
Brønn 113-brønn 114	$\frac{203,9 - 192,5}{310} = 3,67 \cdot 10^{-2}$	$3,67 \cdot 10^{-6}$	$1,47 \cdot 10^{-5} = 1,27$	$\frac{310 \text{ m}}{1,27} = 244 \text{ d}$
3 - vannverket	$\frac{175,0 - 167,5}{920} = 8,15 \cdot 10^{-3}$	$8,15 \cdot 10^{-7}$	$3,3 \cdot 10^{-6} = 0,28$	$\frac{920 \text{ m}}{0,28} = 8,8 \text{ år}$

er lite realistisk med mettet vannledningsevne. Den effektive porøsiteten vil også reduseres ved umettet strømming. Ved å sette effektiv porøsitet lik 5 % og umettet vannledningsevne 1/1000 av mettet ($1 \cdot 10^{-4}$ m/s), fås en oppholdstid på 58 døgn.

Dersom vannledningsevne var 1/1000 av $1 \cdot 10^{-5}$, ville dette gitt en oppholdstid på 588 døgn.

1/1000 er valgt ut fra kurver for hydraulisk ledningsevne - kapillær vannledningsevne fra Bouma (1977). Det er angitt en reduksjon i hydraulisk ledningsevne til 1/1000 ved å minke vanninnholdet tilsvarende et dreneringssug fra 10 til 60 mbar for sandjord. For sandig silt er det oppgitt en reduksjon til 1/1000 ved økning i dreneringssug fra 10-100 mbar. 100 mbar dreneringssug tilsvarer vanninnholdet ved pF 2 som er feltkapasitet.

4.6. Vannverkets tilførselsområde

Ved å benytte seg av at strømningsretningen er vinkelrett på ekvipotensiallinjene, kan tilførselsområdet til vannverket beregnes. Dette er forsøkt stiplet på kartet (vedlegg 2) og danner en traktform. Ved utvidelse av det hydrogeologiske kartet mot nordvest og nordøst ville sannsynligvis traktformen også bli utvidet. Det hydrogeologiske kartet gir et øyeblikksbilde av strømningsforholdene 29.6. Med endrete strømrøringer kan tilførselsområdet til vannverket endres, men vil neppe endres mye i og med at årstidsvariasjonene i grunnvannsstanden er små. Ved økende vannuttak ved vannverket slik at senkningstrakten utvides, kan og tilførselsområdet utvides.

4.7 Strømningsmønster og aktiviteter i vannverkets nærområde

Strømningsmønsteret viser at store deler av sentrumsområdet faller innenfor tilførselsområdet til den eksisterende grunnvannsbrønnen. I sentrumsområdet er det boligfelt med hage og hestehold, bensinstasjon og verksted. Jernbanen, riksvei 3 og

fylkesvei 491 går gjennom feltet. Deler av industrifeltet til Norske Skogindustrier og Våler skurlag ligger innenfor dette feltet. Kartet viser og at store deler av industrifeltet til Norske Skogindustrier fra området ved Våler skurlag ut forbi rør 14 ikke ligger innenfor matingsfeltet til vannforsyningsanlegget. Dette området er foreløpig bare delvis utbygd. Også området til Laftebygg, nord på kartet ved jernbanestasjonen, faller utenom. Ved fjellmagasinet er det områder med dyrket mark som bidrar med vann til akviferen. Kloakkledningen fra sentrumsområdet går langs kotene gjennom feltet ved rør 6.

4.8. Svingninger i grunnvannsnivå sammenlignet med nedbør og vanndeficitdata

De hydrogeologiske kartene fra juni 83, september 83 og desember 83 viser samme variasjoner i strømningsbildet. Det er derfor ikke foretatt nye beregninger av oppholdstider, tilførselsområde o.l. på annet enn kartet fra 29/6. Sammen med grunnvannstandsmålingene fra 1982-83 gir de hydrogeologiske kartene inntrykk av en stabil akvifer med små årstidssvingninger i grunnvannsstanden. Små endringer i grunnvannsnivå er gunstig for en avsetning som skal benyttes til større vannutak for drikkevannsformål. Det tyder på at vannreservene er betydelige og kan gi jevnt vannuttak.

Tabell 2 viser vanndeficitet i årene 1982-83 for Flisa.

Tabell 2. Vanndeficit (nedbør - fordampning) (mm) for Flisa. (Det norske meteorologiske institutt 1984).

År	Måned												Sum mm
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
1982	25,84	29,83	36,73	6,95	0,77	-111,88	-64,19	-27,34	80,91	62,58	105,26	52,83	369,92
1983	37,87	1,13	23,13	37,14	28,59	-48,63	-92,45	-70,03	94,39	53,26	13,27	34,09	382,28

1982: Nedbøroverskuddet var størst i høstmånedene med 81 mm i september og 105 mm i november. Vintermånedene januar - mars hadde også nedbøroverskudd. Dette gir mulighet for nydannelse av

grunnvann med høstnedbøren, i teleløsning og i snøsmeltingsperioden om våren.

1983: Høstmånedene hadde nedbøroverskudd. April og mai hadde større nedbøroverskudd enn 1982. Nedbøroverskuddet var 369.9 mm i 1982 og 382.3 mm i 1983. Dette er vann som hovedsakelig infiltrerer ned i avsetningen. Sandmassene og store, flate terrasser gir liten overflateavrenning.

Tolkning av svingningene i grunnvannsnivå er basert på få målinger av vannstanden. Forskjeller i grunnvannets nivå mellom to måletidspunkt er ikke kjent, og det er ikke sikkert at høyeste og laveste grunnvannstands nivå er registrert.

Svingninger i grunnvannsnivå for brønn 113 faller sammen med nedbørfordeling og endringer i vanddeficit. Første måling er fra juni -82. Nedbørunderskudd i juni, juli og august har gitt synkende grunnvannsstand. Høstnedbøren har gitt en økning i grunnvannsstanden med 84 cm fra september til slutten av november. I perioden november til april med snø og tele nydannes ikke grunnvann og grunnvannsspeilet synker. April og mai 1983 hadde beregnet nedbørsoverskudd på 6.95 og 0.77 mm, og synkende grunnvannsstand. Sommermånedene med nedbørunderskudd har ført til ca 1 m vannstands senkning fra juni til 1. september. Etter høstnedbøren har grunnvannsspeilet igjen steget. Registrert årsvariasjon er 1.3 m.

Denne brønnen har liten mektighet av umettet sone. Avstand fra brønnkant til grunnvannsspeil har variert mellom 1.64 og 2.79 m. Liten mektighet av umettet sone i sandmasser gir liten tidsforsinkelse for reaksjonene på grunnvannsspeilet. Tilstrømming fra bakenforliggende fjellområde der det er stor helling på berggrunnsoverflaten og liten løsmasseoverdekning, bidrar til den store variasjon i grunnvannsnivå. I Øverbyåsen er det fjell i dagen og løsmassemektheter <0.3 m av dårlig sortert grusrik silt og sand, se løsmassekartet, vedlegg 1. Da berggrunnens magasineringssevne er begrenset, vil nedbør raskt gi avrenning på fjelloverflaten og påvirke brønn 113.

Brønn 102 på sentrumsflaten følger også nedbørmønsteret, men største målte variasjon i grunnvannsstanden er mindre med 15 cm som største målte variasjon. Fra juni til september -82 har grunnvannsstanden vært stabil, og november hadde 1 cm stigning. I likhet med brønn 113 synker grunnvannsspeilet utover våren og sommeren -83. Fra juni til september er det i motsetning til brønn 113 en stigning på 7 cm. På sentrumsflaten er umettet sone ca 12 m. I tillegg finnes ofte et topplag med siltholdige masser. Dette skulle gi større tidsforsinkelser for variasjon i grunnvannsnivå sammenlignet med nedbørsvariasjonene enn for brønn 113. Siltlaget kan og forsinke og holde tilbake vann som kan brukes til plantevekst eller fordampning og som av den grunn ikke når grunnvannet. Da grunnvannsstanden for brønn 102 ellers viser samme variasjonsmønster som brønn 113, med unntak av 1.9.83, tyder dette på at også brønn 102 på sentrumsflaten er påvirket av avrenningen fra fjellmagasinet.

Rør 14 på sentrumsflaten følger samme mønster som brønnene. Maksimal grunnvannsnivåendring er målt til 28 cm. Ved rør 7 har grunnvannsspeilet vært stabilt i 1982-83 med målt variasjon på bare 6 cm. Alle de fem rørene ved vannverket og rør 16 nedenfor sentrumsflaten viser likt mønster for grunnvannsstandsendringer. I motsetning til rørene på den ovenforliggende sentrumsflaten og brønnene i fjellmagasinet, synker grunnvannsnivået høsten -82. Fra april til juni -83 stiger vannstanden med høyeste grunnvannsstand 29.6. Også dette er motsatt av de andre målepunktene og av nedbørfordelingen. Maksimal endring i grunnvannsnivå har for rør 16 vært 20 cm og for rør 2 ved vannverket 32 cm. Vannuttaket fra vannverket er stort om sommeren og skulle kunne gi synkende grunnvannsstand i området. Med lite infiltrerende nedbør om sommeren vil grunnvannsstanden synke fordi grunnvannsavrenningen ikke fornyes. Dette mønsteret finnes på sentrumsflaten og i fjellmagasinet. Lang tid i umettet sone kan gi tidsforsinkelse i reaksjon på grunnvannsstanden og derfor lite samsvar med nedbørdata. Brønn 102 med størst umettet sone - tolv meter, har vist større sammenheng med nedbørdata enn rørene ved vannverket med tre meter umettet sone. Dette tyder ikke på at forsinket oppholdstid i umettet sone er årsak til grunnvannets variasjonsmønster. Det er mulig at variasjonsmønsteret på det lavest-

liggende området skyldes tidsforsinkelse i tilførsel av grunnvann fra høyereliggende områder. Brønn 102 reagerer i takt med nedbør og variasjon i brønn 113 fordi sentrumsflaten raskt mottar vann fra fjellmagasinet. Ved sakte strømming av grunnvann og ved sakte forplantning av trykkbølger i grunnvannet, vil det ta tid før vann fra sentrum og området ovenfor når vannverket. Det er mulig virkningen av snøsmeltingen -83 fra de øvre områdene først har nådd vannverket ved junimålingen.

V. PRØVEPUMPING

5.1. formål og prinsipp

Ved prøvepumping av en akvifer fremskaffes in situ målinger av akviferens hydrauliske egenskaper, slik som transmissivitet (T), magasinkoeffisient (S) og hydraulisk ledningsevne (k).

Transmissivitet T er den vannmengde som pr. tidsenhet strømmer gjennom et 1 m bredt vertikalt tverrsnitt av det vannførende laget under en hydraulisk gradient på 1 m pr. m.: $T = K \cdot M$ (m^2/s) (Andersen & Haman 1970).

Transmissiviteten kan benyttes til:

- a. å beregne den naturlige grunnvannsavrenningen
- b. å beregne hydraulisk ledningsevne (vannledningsevne) når akviferens mektighet er kjent.

Magasinkoeffisient S for åpne akviferer er den vannmengde (m^3) som frigis fra det vannførende laget pr volumenhet ved fri drenering etter full metning. Magasinkoeffisienten for åpne akviferer svarer til effektiv porøsitet og er fra 10-30 % (Andersen & Haman 1970).

Magasinkoeffisienten kan brukes til:

- a. å beregne den totale vannmengde i akviferen når den geometriske utstrekningen er kjent,
- b. å beregne den vannmengde som omsettes ved fluktuasjoner i grunnvannsspeilet,
- c. å anslå om akviferen er lukket eller åpen.

Prinsippet er gitt i fig. 11. Symbolene som brukes i den videre teksten er gitt på figuren. En rørbrønn med filter settes ned i akviferen og en bestemt mengde vann pumpes opp i en bestemt tid. Effekten av pumpingen måles i peilerør (piezometer) i nærheten. Akviferens hydrauliske egenskaper finnes ved å sette peilerørens vannstandsening, avstand fra brønn, tid og utpumpet vannmengde i formler og i halv/hel logaritmisk aksesystem (Kruseman & De Ridder 1970).

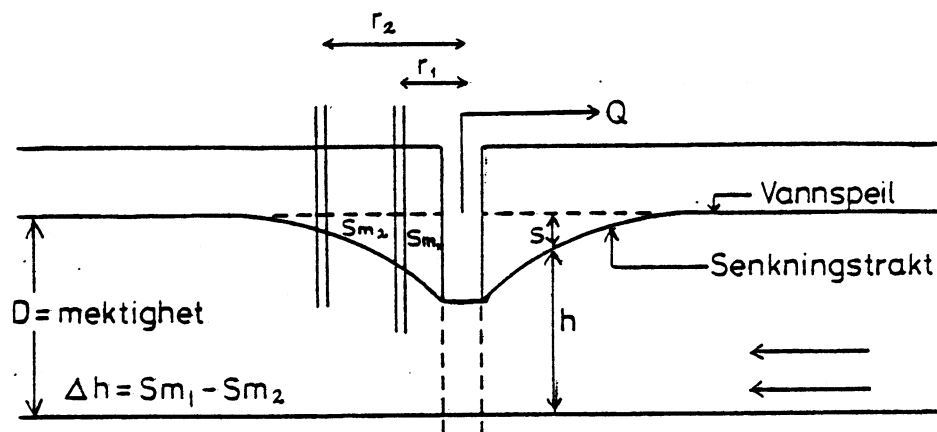


Fig.11 Skjematisert tverrsnitt av en pumpet, åpen akvifer (Kruseman & DeRidder 1970, s.106).

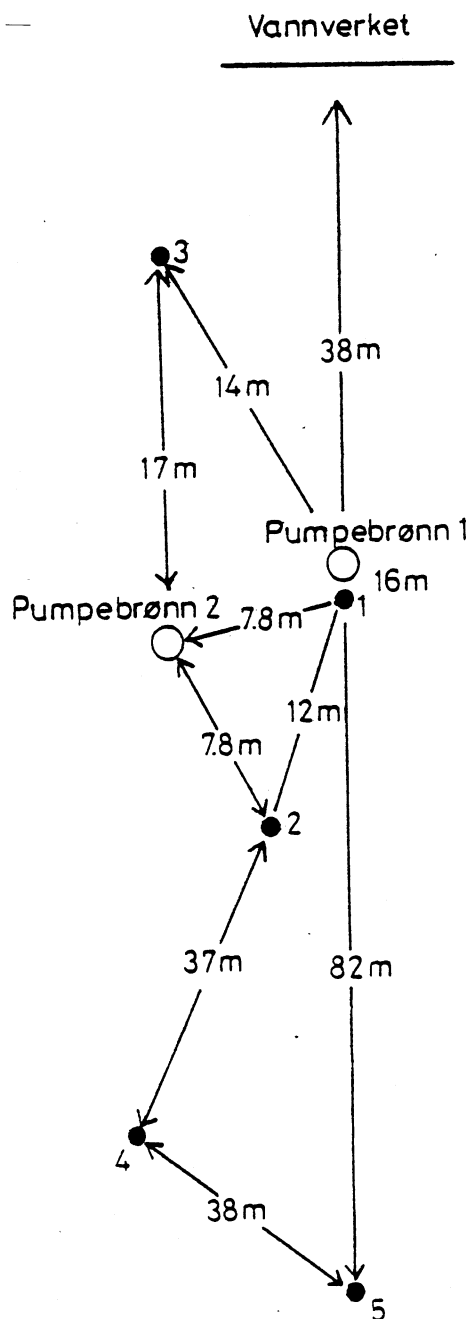


Fig.12 Plassering av pumpebrønner (1-2) og peilerør (1-5) ved pumpetestene. Beliggenhet av vannverket er vist på fig.5.

5.2. Forutsetninger for beregningsmetodene (Theis 1935) (Kruseman & De Ridder 1970).

1. Akviferen har en uendelig utstrekning.
2. Akviferen er homogen, isotrop og med lik mektighet over arealet som influeres av pumpe-testen.
3. Før pumping er vannflaten tilnærmet horisontal over arealet som influeres av pumpe-testen.
4. Akviferen pumpes med konstant belastning.
5. Brønnen gjennomborer hele akviferen og mottar vann fra hele mektigheten av det vannførende laget ved horisontal strømning.

For ikke-stasjonære forhold gjelder i tillegg:

6. Brønnens diameter er liten i forhold til akviferens utstrekning.
7. Vannet avgis momentant fra akviferen og i overensstemmelse med avsenkningen.

5.3. Beregning av hydrauliske egenskaper

Beregningsmåten av de hydrauliske egenskapene avhenger av om det er stasjonære eller ikke-stasjonære strømningsforhold.

Stasjonær strømning oppnås når det er likevekt mellom utpumpet vann- mengde fra brønnen og ny vanntilførsel til akviferen. I praksis regner en stasjonære forhold å være nådd når endring i senkning i peilerørene er neglisjerbare, dvs. når den hydrauliske gradienten er blitt konstant.

Ikke-stasjonær strømning opptrer fra pumpestart til likevektsnivå nås. I praksis regner en at ikke-stasjonær strømning opptrer til endring i vannnivå i peilerørene ikke er målbar lenger, dvs. så lenge den hydrauliske gradienten endres på en målbar måte. (Kruseman & De Ridder 1970).

1. Stasjonære forhold. Thiems metode (Kruseman & De Ridder 1970)

$$T = K \cdot D = \frac{Q \ln(r_2/r_1)}{2\pi \Delta h} \quad (\text{se fig.11})$$

Transmissivitetsverdier finnes ved å sette verdier for avsenkning i to rør sammen med verdier for avstand og utpumpet vannmengde inn i formel (1). Dette gjentas for ulike kombinasjoner av peilerør, og kan gi verdier med noe variasjon. Middelet av verdiene brukes som den endelige verdi.

Transmissivitetsverdien kan og finnes v.h.a. grafisk løsning. Senkning i peilerørene plottes mot avstand til rørene i halvlogaritmisk skala med avstanden langs den horisontale logaritmeskalaen. Δs (m) leses av som senkning langs en logaritmisk enhet av abscissen.

$$(2) \quad T = K \cdot D = \frac{2,30 \cdot Q}{2 \pi \Delta s} = \frac{0,3665 \cdot Q}{\Delta s}$$

(Kruseman & De Ridder 1970)

2. Ikke stasjonære forhold

a) Theis metode (Kruseman & De Ridder 1970)

$$(3) \quad T = 4D = \frac{Q}{4\pi s} W(u) \quad \begin{array}{l} s = \text{senkning etter tiden } t \text{ (m)} \\ S = \text{magasinkoeffisienten, dimensjonsløs} \\ t = \text{tid siden start av pumpetest,} \\ \text{timer eller døgn.} \end{array}$$

$$(4) \quad S = 4kD \left(\frac{t}{r^2}\right) u \quad \begin{array}{l} Q = \text{oppumpet vannmengde } m^3/t \text{ el. } m^3/d \end{array}$$

$$kD = \text{transmissiviteten } m^2/t \text{ el. } m^2/d\text{øgn.}$$

Theis typekurve framstiller sammenhengen mellom $w(u)$ og u i dobbelt logaritmisk aksesystem. Ved å avsette senkning mot r^2/t på dobbelt logaritmisk papir i samme målestokk, fremkommer en datakurve. Denne legges over typekurven og parallellforskyves til kurvene dekker hverandre. Samhørende verdier for $W(u)$, u , s og r^2/t avleses og transmissivitet (T) og magasinkoeffisienten (S) beregnes.

Det legges liten vekt på data fremkommet tidlig i pumpeforsøket, da disse ikke trenger gjenspeile de forhold typekurven er basert på.

De teoretiske kurvene er bl.a. basert på at opp-pumpet vannmengde er konstant og at vannet avgis momentant og i samsvar med avsenkningen. Det kan imidlertid være en tidsforsinkelse mellom trykkfall (avsenkning) og vannavgivelse. Vannmengden kan også variere når pumpen stiller seg inn etter endrete gradienter (Kruseman & De Ridder 1970).

Dersom de observerte data gir en flat datakurve, kan det finnes flere tilsynelatende gode tilpasningspunkter mellom de to kurvene, avhengig av skjønn. Den grafiske metoden vil i slike tilfelle være lite egnet til beregning av hydrogeologiske parametre.

b) Chows metode (Kruseman & De Ridder 1970)

$$(5) T = kD = \frac{Q}{4\pi \Delta s_A} (W(u)_A) \quad (6) S = \frac{4kDu_A}{r^2} t_A$$

I halvlogaritmisk skala plottes senkning i hvert peilerør mot tiden, med tiden langs den logaritmiske skala. Fra den rette linje gjennom punktene velges et pkt. A, og det avleses senkning i punktet s_A , tiden t_A og senkning langs en dekadisk enhet av abscissen, Δs_A . $F(u) = \frac{s_A}{\Delta s_A}$. Ved innsetting av $F(u)$ i Chows nomogram finnes $W(u)_A$ og U_A .

Chows metode er også basert på Theis ligning, men unngår problemet med å få datakurve og typekurve til å passe sammen.

c) Jacobs metode

Jacobs metode bygger på Theis ligning, men kan for verdier av $u < 0.01$ forenkles til:

$$(7) T = kD = \frac{2,30Q}{4\pi \Delta s} = \frac{0,183 Q}{\Delta s}$$

$$(8) S = \frac{2,25 k D t_0}{r^2}$$

Senkning avsettes mot tid i halvlogaritmisk skala med tiden langs logarime-aksen og den rette linje gjennom punktene trekkes.

ΔS (m) = senkning over en dekade

t_0 = tid for null avsenkning.

De beregnede verdier for transmissivitet og magasinkoeffisient settes inn i $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$ for å sjekke at $u < 0.01$. $u < 0.01$ er oppfylt for små verdier av r og store verdier for t . Det er mulig å beregne hvor lenge pumping må foregå for at u skal være mindre enn 0.01.

Ved å plote senkning mot avstand i halvlogaritmisk aksesystem mot avstand langs logaritmeaksen kan T og S finnes v.h.a.

formlene:

$$(9) \quad T = \frac{2.30Q}{2\pi \Delta s} = \frac{0.3665Q}{\Delta s}$$

$$(10) \quad S = \frac{2.25Tt}{r_0^2}$$

r_0 = den avstand som gir 0 senkning, avleses fra diagrammet

t = tid ved pumpetestens slutt

5.4. Praktisk gjennomføring. Prøvepumpingsprosedyre

Det er foretatt to prøvepumper av akviferen. Fig. 12 gir en oversikt over plassering av brønn og peilerør ved prøvepumpingene.

Pumpetest 1 er foretatt 25.11.82 fra et 2" rør med 1 m sandspiss på 8 m dyp. Opp-pumpet vannmengde var ca 250 l/min og pumpetiden var 5 timer. Peilerørene med 1 m sandspiss i enden var plassert i avstand 1, 6, 12, 14, 50 og 82 m fra pumpebrønn. Grunnvannsstanden i peilerørene ble målt før start av pumpeforsøket og videre etter følgende tidsskjema: 1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 12, 15, 20, 25, 35, 45, 60, 80, 100, 150, 200, 300 min. (Prøvepumpingskjema NGU)

Den opp-pumpede vannmengden ble ført med slange bak vannverket mot riksveien for å hindre reinfiltrering.

Pumpetest 2 som ble foretatt 27.3.84, er utført i det nye anlegget med 3 skråbrønner ut fra en sentral ringbrønn. Peilerørene er

de samme som ved prøvepumping 1. Alle brønnene er åpne ved pumpetesten. Det ble pumpet ca 700 l/min i 3 timer og grunnvannstanden ble målt etter samme tidsskjema som ved pumpetest 1. Den opp-pumpede vannmengden ble ført med plastrør ut i snøen mellom peilerør 2 og 4. Det var antatt at snøens magasineringsevne for vannet, og ca 4 meter umettet sone skulle være nok til å hindre reinfiltrering de tre timene pumpingen varte.

Pumpetestene ble foretatt ca 40 m fra pumpebrønnen til vannverket og innenfor senkningstrakten til denne brønnen. En antar at det på forhånd var stabile, stasjonære forhold rundt brønnen og at prøvepumpingene kommer som et tillegg. Ved beregningene av de hydrauliske egenskapene er det sett bort fra innvirkning fra vannverksbrønnen. Avsenkningen i 50 m avstand fra pumpingsbrønnen var bare 1 cm etter 5 timer, så pumpetesten hadde liten effekt på vannverksbrønnen.

Andersen & Haman (1970) oppgir at pumping i åpne akviferer kan foregå i flere døgn (>1-3 d.) før stasjonære forhold opptrer. 5 timers pumping er en kort periode for innstilling av stabile forhold, og dette skulle tilsi "ikke-stasjonær strømning". Da det viste seg at avsenkningen i peilerørene ble svært liten mot pumpetidens slutt, er også metoder for stasjonær strømning brukt for sammenligning.

5.5. Resultater

5.5.1. Pumpetest 1.

a) Stasjonære forhold.

Transmissivitetsverdiene beregnet etter formel (1) og med $Q = 15 \text{ m}^3/\text{t}$ er framstilt i tabell 3.

Med antatt mektighet (M) av vannførende lag lik 7 m kan hydraulisk ledningsevne beregnes etter formelen: $k (M/S) = \frac{T \text{ m}^2/\text{s}}{M (m)}$

$T = 53 \text{ m}^2/\text{t}$ gir k verdi: $\frac{53 \text{ m}^2/\text{s}}{3600 \cdot 7\text{m}} = 2.1 \cdot 10^{-3} \text{ m/sek. eller } = 7.6 \text{ m/t}$

Tabell 3. Transmissivitetsverdier beregnet ved stasjonære forhold

Fra rør nr. til rør nr.	r_1 (m)	r_2 (m)	S_{m_1} (m)	S_{m_2} (m)	Δh (m)	T (m^2/t)
1 - 2	1.6	12	0.17	0.08	0.09	53
1 - 4	1.6	50	0.17	0.01	0.16	51
1 - 5	1.6	82	0.17	0.00	0.17	55
2 - 4	12	50	0.08	0.01	0.07	49
2 - 5	12	82	0.08	0.00	0.08	57
4 - 5	50	82	0.01	0.00	0.01	118

Gjennomsnittlig T verdi uten rør 4-5: $\frac{53 m^2/t}{}$
 " " " med " : $\frac{63 m^2/t}{}$

T = $63 m^2/t$ gir k verdi = $2.5 \cdot 10^{-3}$ m/sek. eller 9 m/t

Transmissivitetsverdien beregnet v.h.a. grafisk løsning, og formel (2):

$$T = 52 m^2/t$$

Dette gir en k verdi := $2.0 \cdot 10^{-3}$ m/s

b) Ikke stasjonære forhold. Theis metode.

Det er bare brukt data for peilerør 1 og 2 fordi rør 4 og 5 hadde 1 cm og 0 cm senkning etter 5 timer. Det var ikke god sammenheng mellom de to kurveformene. Etter å ha utelatt data tidlig i pumpeforsøket d.v.s. for høye r^2/t er det prøvd å finne felles skjæringspunkt.

Datakurven for peilerør 1 er flat og flere mulige kombinasjoner med typekurven kan finnes. Ved ulikt valg av felles skjæringspunkt kan stor variasjon i beregnet transmissivitet og magasinkoeffisient oppstå.

Peilerør 1.

Fellespunkt:

$$\begin{aligned} & \text{A} \\ W(u) &= 1 \cdot 10^0 \\ u &= 10^{-1} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{B} \\ W(u) &= 1 \cdot 10^0 \\ u &= 10^{-1} \end{aligned}$$

$$s = 2.3 \cdot 10^{-2} \text{ m}$$

$$r^2/t = 2.3 \cdot 10^0 \text{ m}^2/\text{min.}$$

$$s = 2.6 \cdot 10^{-2} \text{ m}$$

$$r^2/t = 9 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{min.}$$

Ved bruk av formel (3) og (4) finnes:

A: $T = \underline{52 \text{ m}^2/t}$

$S = \underline{15 \%}$

$k = \underline{2.06 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}}$

B: $T = \underline{45 \text{ m}^2/t}$

$S = \underline{33.6 \%}$

$k = \underline{1.78 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}}$

Peilerør 2.

Det er heller ikke god overensstemmelse mellom datakurve og typekurve for peilerør 2. Data tidlig i pumpeforsøket (høy r^2/t) utelates om metoden skal kunne brukes.

Datakurven kan trekkes opp på ulike måter gjennom punktene og dette kan gi som resultat:

A

$$W(u) = 1 \cdot 10^0$$

$$u = 10^{-1}$$

$$s = 1.70 \cdot 10^{-2} \text{ m}$$

$$r^2/t = 9.5 \text{ m}^2/\text{min}$$

A: $T = 1685 \text{ m}^2/d = \underline{70 \text{ m}^2/t}$

$S = 4.9 \%$

B

$$W(u) = 1 \cdot 10^0$$

$$u = 10^{-1}$$

$$s = 2.2 \cdot 10^{-2} \text{ m}$$

$$r^2/t = 3.8 \text{ m}^2/\text{min}$$

B: $T = 1296 \text{ m}^2/d = \underline{54 \text{ m}^2/t}$

$S = \underline{9.5 \%}$

Resultatene er avhengig av skjønnsmessig vurdering ved opptrekking av datakurve og valg av felles skjæringspunkt. Verdiene for magasinkoeffisient og transmissivitet er for peilerør 2 lavere enn for peilerør 1, men variasjonene er også her 50 %.

Bestemmelse av transmissivitet og magasinkoeffisient er usikker når den bare baseres på denne metoden, og den bør suppleres med andre metoder.

c) Ikke-stasjonære forhold. Chows metode.

Ved hjelp av formel (5) og (6) og grafisk løsning er transmissivitet og magasinkoeffisient beregnet. Ved den grafiske fremstilling av senkning-tid diagrammet er det mulig å trekke flere rette linjer, og dette kan gi ulike verdier for transmissivitet og magasinkoeffisient.

Peilerør 2.

A	B
$s_A : 0.050 \text{ m}$	$s_A : 0.050 \text{ m}$
$\Delta s_A : 0.061 \text{ m}$	$\Delta s_A : 0.034 \text{ m}$
$t_A : 100 \text{ min}$	$t_A : 80 \text{ min}$
$Q : 15 \text{ m}^3/\text{t} = 360 \text{ m}^3/\text{d}$	$Q : 360 \text{ m}^3/\text{d}$
$r^2 : 144 \text{ m}^2$	$r^2 : 144 \text{ m}^2$
A: $F(u) = 0.82$	
Ved hjelp av tabell finnes $W(u) = 1.82$ og $u = 0.1$.	
$T = \underline{43 \text{ m}^2/\text{t}}$	
$S = \underline{20 \%}$	
$k = \underline{1.7 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}}$	
B: $F(u) = 1.47$	
Dette gir: $W(u) = 3.32$ og $u = 2.125 \cdot 10^{-2}$	
$T = \underline{79 \text{ m}^2/\text{t}}$	
$S = \underline{6.3 \%}$	
$k = \underline{3.1 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}}$	

Peilerør 1: A

$s_A : 0.142 \text{ m}$	$F(u) = \frac{0.142 \text{ m}}{0.06 \text{ m}} = 2.36$ som gir
$\Delta s_A : 0.060 \text{ m}$	$W(u) = 5.44$ og
$t_A : 100 \text{ min}$	$u = 2.5 \cdot 10^{-3}$
$Q : 360 \text{ m}^3/\text{d}$	
$r^2 : 2.56 \text{ m}^2$	
$T = \underline{46 \text{ m}^2/\text{t}}$	
$S = \underline{29.7 \%}$	
$k = \underline{1.8 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}}$	

Beregningene har gitt ulike verdier for transmissivitet og magasinkoeffisient for peilerør 1 og 2. Dette kan skyldes inhomogeniteter i akviferen og viser betydningen av å ha flere rør og målinger å basere beregningene på.

d) Ikke stasjonære forhold. Jacobs metode.

Ved hjelp av senkning - tid diagram og formlene (7) og (8), beregnes transmissivitet og magasinkoeffisient.

Peilerør 2.

$$\Delta s = 0.061 \text{ m}$$

$$t_0 = 17 \text{ min}$$

$$r_0^2 = 144 \text{ m}^2$$

$$T = \frac{1080 \text{ m}^2}{\text{d}}$$

$$S = \underline{19.9 \%}$$

Jacobs metode kan benyttes dersom $u < 0.01$:

$$u = \frac{r_0^2 s}{4Tt} = \underline{0.033}$$

$$t = 5 \text{ timer} = 0.2 \text{ døgn}$$

$$u < 0.01: \underline{t > 0.66 \text{ d}): 15.9 \text{ t}}$$

Dersom pumpingen hadde foregått mer enn 16 t, ville forutsetningene for Jacobs metode være oppfylt.

Jacobs metode basert på senkning - avstandsdata er beregnet v.h.a. og formlene (9) og (10).

$$\Delta s = 0.106 \text{ m}$$

$$r_0^2 = (62.5 \text{ m}^2) = 3906.25 \text{ m}^2$$

$$t = 3 \text{ timer} = 0.2 \text{ d}$$

$$T = \underline{52 \text{ m}^3/\text{t}}$$

$$S = \underline{14.3 \%}$$

Forutsetninger for at Jacobs metode for avstand - senkning skal være oppfylt :

Ved peilerør 1, $r^2 = 2.56 \text{ m}^2$ vil kravet være oppfylt når $t > 0.17t$

Ved peilerør 2, $r^2 = 144 \text{ m}^2$ vil kravet være oppfylt når $t > 9.9 t$

I avstand $r_0 = 62.5^2 \text{ m}^2$ vil kravet være oppfylt når $t > 11.2 \text{ d.}$

e) Vurdering av resultater og metoder.

Resultatene av de ulike metodene er samlet i tabell 4. Ved stasjonære forhold er transmissivitetsverdien beregnet til $52-53 \text{ m}^2/t$.

Beregningene ved ikke-stasjonære forhold viser stor variasjon. En del av forklaringen skyldes vansker med å få datakurve og typekurve til å passe sammen og valget ved å trekke den beste rette linje gjennom de observerte punkter. Bruk av flere metoder gir bedre grunnlag å vurdere verdiene.

Metodene forutsetter at avsetningen er homogen og har uendelig utstrekning. Kornfordelingsanalysene og sonderboringene viser at avsetningen ikke er homogen. Det kan være vertikal variasjon fra silt til grov sand. Grustaket med grovt materiale viser også at avsetningen er inhomogen. De benyttede metodene forutsetter horisontal grunnvannsoverflate før pumpestart, noe som ikke er oppfylt. Metodene er basert på at pumpebrønnen mottar vann fra hele den vannførende mektighet. Ved bruk av sandspiss med 1 m filter, er dette kravet ikke oppfylt.

Ved delvis penetrasjon vil det skapes vertikale strømkomponenter i avstand $r < 2 M$ (mektighet) fra pumpebrønnen. For avstander mellom M og $2M$ vil virkningen ofte være neglisjerbar (Kruseman & De Ridder 1970). For de utførte pumpetester vil dette bety at korreksjoner bør foretas når $r < M$ dvs. $< 7 \text{ m}$. Korreksjon for en slik delvis penetrasjon er ikke gjort.

Opp-pumpe vannmengde er bestemt ved å måle tid for å fylle en ti liters bønne og kan gi usikkerhet i bestemmelse av Q verdien.

Tabell 4. Transmissivitet, magasinkoeffisient og hydraulisk ledningsevne for pumpetest 1 beregnet ved ulike metoder

Metode	T (m^2/t)	S (%)	k (m/s)
<u>Stasjonære forhold:</u>			
Thiems metode: Formel	63		
	53		
Grafisk	52		
<u>Ikke stasjonære forhold:</u>			
Theis metode: peilerør 1*	45	15	$2.06 \cdot 10^{-3}$
	52	33.6	$1.78 \cdot 10^{-3}$
peilerør 2	70	4.9	$2.7 \cdot 10^{-3}$
	54	9.5	$2.1 \cdot 10^{-3}$
Chows Metode: peilerør 1	46	29.7	$1.8 \cdot 10^{-3}$
peilerør 2**	43	20	$1.7 \cdot 10^{-3}$
	79	6.3	$3.1 \cdot 10^{-3}$
Jacobs metode:			
Senkning-tid. Peilerør 2***	45	19.9	$1.78 \cdot 10^{-3}$
Senkning-avstand ****	52	14.3	$2.06 \cdot 10^{-3}$

* Vansker med å finne tilpasningspunkt kan gi stor variasjon i verdier.

** Ulike rette linjer kan velges og gir derfor ulikt resultat.
Krav: $u < 0.01$:

*** Ikke oppfylt

**** Oppfylt for enkelte rør.

Ved bruk av Jacobs metode er kravet om $u < 0.01$ ikke oppfylt for senkning - tid metoden. For senkning - avstand metoden er kravet oppfylt for peilerør 1. Det er beregnet hvor lenge pumping måtte foregå for å oppfylle kravet. Jacobs metode er enkel og rask å bruke.

Etter de andre metodene varierer magasinkoeffisienten mellom 10 og 34 %. Disse verdiene ligger innenfor vanlig observerte verdier (Englund 1980). 10 % kan virke noe lav for velsorterte sandavsetninger og 34 % noe høy. En rimelig antagelse kan være en verdi mellom 20-25 %.

Transmissivitetsverdien har variert mellom 43 og 79 m^2/t med de fleste verdier mellom 43 og 54 m^2/t . Dette betyr at det gjennom et 1 m bredt vertikalt snitt gjennom avsetningen strømmer 43-54 m^2/t el. 1032-1296 $m^2/døgn$.

Hydraulisk ledningsevne varierer mellom $1.7 \cdot 10^{-3}$ m/s og $3.1 \cdot 10^{-3}$ m/s med de fleste verdiene mellom $1.7 \cdot 10^{-3}$ og $2.1 \cdot 10^{-3}$ m/s.

5.5.2. Pumpetest 2.

Pumpetest 2 har gitt generelt høyere transmittivitetsverdi og lavere magasinkoeffisient enn pumpetest 1 (tabell 5).

Transmissivitetsverdien ved pumpetest 2 har variert fra 44 m^2/t opp til 137 m^2/t med de fleste verdier over 120 m^2/t . Dette er en dobling av verdien fra pumpetest 1.

Magasinkoeffisienten har variert fra 15.3 % ned til 0.036 % med de fleste verdier < 1 %. De lave verdiene for magasinkoeffisienten er lite sannsynlige i den sorterte sandavsetningen. Dette tyder på at resultatene ved pumpetest 2 er usikre. Dette kan skyldes at forutsetningene for de benyttede metodene ikke er oppfylt, her gjelder samme forhold som nevnt for pumpetest 1.

Transmissivitets- og magasinkoeffisientverdiene for en avsetning er egenskaper som er uavhengige av uttatt vannvolum. Ved økende vannuttak forventes større avsenkning enn ved lavt vannuttak, og lik transmissivitet og magasinkoeffisient. Ved økning av vannuttaket fra 250 l/min til 700 l/min var det liten økning i avsenkningen. Innsatt i formlene gir dette høyere transmissivitetsverdier og lavere magasinkoeffisienter.

Tabell 5. Transmissivitet, magasinkoeffisient og hydraulisk ledningsevne for pumpetest 2 beregnet ved ulike metoder.

	T (m ²)	S %	k (m/s)
<u>Stasjonære forhold: formel</u>	65,5		
<u>Ikke stasjonære forhold</u>			
Theis metode: peilerør 1	119	0.036	4.7·10 ⁻³
" 2	49	0.8	1.9·10 ⁻³
" 3	82	0.6	3.2·10 ⁻³
Chows metode: peilerør 1	129	0.04	5.1·10 ⁻³
" 2	84	0.4	3.3·10 ⁻³
" 3	125	0.3	4.9·10 ⁻³
Jacobs metode:			
- senkning - avstand	44	15.3	1.7·10 ⁻³
- tid-senkning: peilerør 1	137		5.4·10 ⁻³
" 2	84		3.3·10 ⁻³
" 3	128	3.5	5.0·10 ⁻³

Det var forventet større avsenkning ved pumpetest 2. Freeze & Cherry (1979) sier at ved pumping av åpne akviferer er det ofte observert at avsenkningen i peilerørene går saktere enn forutsatt ved Theis metode.

Det blir en forsinket grunnvannsnivåreaksjon, og dette kan gi problem med å få datakurve og typekurve til å passe sammen. Forutsetningen for de benyttede beregningsmetodene er at vannstrømmen er horisontal inn mot brønnen. Freeze & Cherry (1979)

hevder at ved pumping av åpne akviferer kan avsenkningen føre til vertikale strømkomponenter.

Det er utarbeidet kurver som skal korrigere for dette forholdet, men disse er ikke benyttet i denne oppgaven.

Usikkerheten med å bestemme oppumpet vannmengde ved å fylle en bøtte, er større ved store vannuttak fordi det da tar kort tid å fylle bøtta. Ved pumpetest 3 ble bøtta fylt på ca 1 sekund.

Ut fra de beregninger som er foretatt, kan det synes som om den kortvarige pumpetesten har begrenset verdi. Det har vært stor variasjon i resultater mellom de to pumpetestene og mellom ulike beregningsmetoder. Pumpetest 1 har gitt bedre verdier enn pumpetest 2. Dette viser betydningen av å være kritisk til vurdering av resultat der korttidspumping er foretatt under ikke-ideelle forhold. Ved lengre tids pumpeperiode ville en hatt bedre grunnlag for å vurdere avsenkning og senkningstraktens utbredelse. Samtidig ville en fått opplysninger om uttakskapasitet ved en lengre pumpeperiode. Det kunne og vært aktuelt å prøve varierende vannuttak og flytte pumpebrønnen innen det aktuelle området for om mulig å oppdage inhomogeniteter.

5.6. Anvendelse av resultater fra pumpetestene

5.6.1. Senkningstrakt

Ved pumpetestene er avsenkningen i grunnvannsstanden målt i peilerør i ulik avstand fra pumpebrønnen.

Avsenkningen er størst nær pumpebrønnen og avtar ut fra denne. Avsenkning i selve pumpebrønnen, der avsenkningen er størst, er ikke målt. Ved pumpetest 1 ble første avsenkning målt 1.6 m fra pumpebrønn og ved pumpetest 2 ca 8 m fra pumpebrønnen (tabell 6). Ved begge pumpetestene er avsenkningen beskjeden og dette tyder på at akviferen har stor kapasitet. Ved pumpetest 1 var det 1 cm

Tabell 6. Avsenkning i ulik avstand ved pumpetest 1 og 2

Pumpetest 1 (5 timer)		Pumpetest 2 (3 timer)	
Avstand, m.	Avsenkning, cm	Avstand, m	Avsenkning, cm
1.6	17	7.8	23
12	8	7.9	16
50	1	17	11
80	0	44	0.5

senkning i grunnvannsstand i 50 meters avstand og 0 cm avsenkning i 80 meters avstand. Ved grafisk bestemmelse ble 0 cm avsenkning bestemt til 62.5 m. Avsenkningen vil bl.a. avhenge av oppumpet vannmengde og varighet av pumpeperioden. Åpne akviferer vil gjerne ha grunne, men vide senkningstrakter (Freeze & Cherry, 1979). Ved ikke-stasjonære forhold vil senkningstrakten øke i dybde og utstrekning med tiden. En lengre prøvepumpingsperiode kunne ha gitt ytterligere opplysninger om senkningstraktens form.

Avsenkning på et gitt tidspunkt er omvendt proporsjonal med transmissiviteten og magasinkoeffisienten. Transmissiviteten har større innvirkning på avsenkningen enn magasinkoeffisienten (Freeze & Cherry 1979).

Ved hjelp av Theis formler: $S = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$ og $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$

er det beregnet avsenkning i en valgt avstand etter en valgt tid og med et ønsket vannuttak (tabell 7 og 8).

Disse formlene benyttes for å prøve å anslå senkningstraktens størrelse omkring vannverket. Vannverket har en antatt kapasitet på 600-700 l/min og pr. idag pumpes opp 550 l/min.

Med avstand 300 m og tid 24 t skulle avsenkningen bli mellom 0.01 mm og 0.15 mm. Dersom dette velges som ytterbegrensning, får senkningstrakten en bredde, $B = 600$ m.

Det må understrekes at dette er en teoretisk betraktning gjort på grunnlag av formler med innsatte verdier for transmissivitet

og magasinkoeffisient beregnet ved pumpetest 1. Disse verdiene er usikre, og en forutsetter også at de gjelder ved vannverket med vannuttak 600 l/min.

Tabell 7. Beregnet avsenkning etter 5 og 24 t i ulik avstand fra pumpebrønn 1 når $T = 43 \text{ m}^2/\text{t}$

Avstand, m	Avsenkning etter	
	5 t	24 t
100	5 mm	6 cm
125	0.13 mm	1.1 cm
150	0.0127 mm	0.95 cm
300		0.09 mm

Tabell 8. Beregnet avsenkning etter 5 og 24 t i ulik avstand fra pumpebrønn 1 når $T = 54 \text{ m}^2/\text{t}$

Avstand, m	Avsenkning etter	
	5 t	24 t
100	11 mm	2.9 cm
125	0.28 mm	1.8 cm
150	0.078 mm	
300		0.15 mm

$$Q : 600 \text{ l/min} = 0.6 \text{ m}^3/\text{min} = 864 \text{ m}^3/\text{d}$$

$$t : 5 \text{ t (0.2 d)}, 24 \text{ t (1 d)}$$

$$r^2 : 100^2, 125^2, 150^2, 300^2 \text{ m}^2$$

$$S : 0.25$$

$$T : 43 \text{ m}^2/\text{t} (1080 \text{ m}^2/\text{d}), 54 \text{ m}^2/\text{t} (1296 \text{ m}^2/\text{d})$$

Beregning av nødvendig tilførselsområde ut fra vannbehov og infiltrert nedbør

Ønsket vannuttak : 700 l/min = 12 sl (sekundliter)

Årsnedbør : 600 mm

% inntrengning i grunnen: 25 % = 150 mm nyttbar vannmengde
(Ensby 1972)

Nødvendig areal for å ta ut denne vannmengden:

$$0.7 \text{ m}^3/\text{min} = 367920 \text{ m}^3/\text{år}$$

$$= 2452800 \text{ m}^2 \quad \underline{2.4 \text{ km}^2}$$

Dersom en antar radiær tilstrømning til brønnen, skulle radius i nødvendig tilførselsområde bli:

$$\begin{aligned} \text{Arealet} &= 2.4 \text{ km}^2 = \pi r^2 \\ r &= \sqrt{\frac{2.4 \cdot 10^6 \text{ m}^2}{\pi}} = 884 \text{ m} \end{aligned}$$

5.6.2. Beregning av grunnvannsavrøring

Ved hjelp av transmissivitetsverdier fra pumpetesten og bredde av senkningstrakten kan grunnvannsavrøringen beregnes:

$$Q_t = I \cdot T \cdot B$$

$$I = \text{gradient fra gr.v.kartet} = 9.3 \cdot 10^{-3}$$

$$B = 600 \text{ m}$$

$$T = 45 \text{ m}^2/\text{t}, 54 \text{ m}^2/\text{t}$$

$$Q_t = 9.3 \cdot 10^{-3} \cdot 45 \text{ m}^2/\text{t} \cdot 600 \text{ m} = 251 \text{ m}^3/\text{t} = \underline{69 \text{ sl}}$$

Filtrene i vannverket kan idag utnytte en vannhøyde på ca 3 m før de suger inn luft. Dersom en tar hensyn til dette blir:

$$Q_t = I \cdot T \cdot B = I \cdot k \cdot M \cdot B$$

$$Q_t = \underline{30 \text{ sl}} \text{ når } k = 1.8 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

$$Q_t = \underline{1.6 \text{ sl}} \text{ når } k = 1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

$$Q_t = \underline{8.3 \text{ sl}} \text{ når } k = 5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

$$T = 54 \text{ m}^2/\text{t}: Q_t = \underline{84 \text{ sl}}$$

$$M = 3 \text{ m}: Q_t = \underline{35 \text{ sl}}$$

$$Q_t = \underline{1.7 \text{ sl}}$$

$$Q_t = \underline{8.4 \text{ sl}}$$

Dersom hele den nyttbare vannhøyden kunne utnyttes, tyder dette på en kapasitet mellom 69-84 sl. ut fra resultat fra pumpetest 1, d.v.s. stor kapasitet om alt kan nyttes. Dersom bare 3 m av

vannhøyden kan utnytted, reduserer vannmengden til mellom 30-35 sl. Også dette er tilstrekkelig for dagens vannbehov på 700 l/min = 12 sl.

30-35 sl er basert på hydraulisk ledningsevne rundt $2 \cdot 10^{-3}$ m/s, som er beregnet ved pumpetestene. Disse verdiene kan virke for høye og ved reduksjon til $1 \cdot 10^{-4}$ m/s blir beregnet kapasitet mellom 1.6 og 1.7 sl. Dette er for lavt anslag ut fra dagens eksisterende uttak på 10 sl. Dersom hydraulisk ledningsevne er $1 \cdot 10^{-4}$ m/s, kan vannmengden bare økes ved utvidelse av senknings-traktens bredde. En utvidelse av bredden til $B = 900$ m vil bare øke kapasiteten til 2 sl dersom nyttbar vannhøyde er 3 m.

En hydraulisk ledningsevne midt mellom $1 \cdot 10^{-4}$ og $1 \cdot 10^{-3}$ m/s vil gi en vannmengde på ca 8.3 sl. Dette er nærmere dagens vannuttak. Disse beregningene viser at en må være kritisk til bruk av verdiene fra pumpetestene.

VI. HYDROKJEMI

6.1. Analyseprogram

Fra ulike lokaliteter innen feltet ble det tatt vannprøver for vannkvalitetsbestemmelse. Prøvelokalitetene skulle representere skog, dyrket mark og sentrumsområdet. Formålet var å studere vannkvalitet i området generelt og sammenligne med vannkvaliteten ved vannverket.

Det ble tatt to serier med vannprøver. 25.11.82 ble det tatt vannprøver fra brønn nr.: 101, 102, 105, 109, 112 og rør 1 ved vannverket. 1.9.83 ble det i tillegg tatt prøve fra rør 12. Brønnplassering, se vedlegg 2.

Vannstanden i de fleste rørene lå for dypt til at vann kunne pumpes opp med den benyttede pumpe. Ved måleserie 1 ble vannprøve fra rør 1 tatt etter fem timers prøvepumping fra 8 m dyp. Ved måleserie 2 ble vannprøve fra rør 1 og 12 tatt ti minutter etter at oppumpet vann virket klart.

Det forelå også kjemiske analyseresultat fra vannverket fra 1965, 1972 og kontinuerlige serier fra 1982-83, prøver analysert ved SIFF.

6.2. Resultater av vannanalyser 1982-83

Resultater av måleseriene tatt 25.11.82 og 1.9.83 er samlet i tabell 8.

Resultatene av analysene tyder på at vannkvaliteten ved vannverket generelt er god med unntak av pH og nitratinnhold. Jern og manganinnholdet er lavt. Vannet er uten lukt og farge. Bakteriologiske analyser har vist tilfredsstillende resultat.

Det er funnet et generelt høyt nitratinnhold i Braskereidfoss-

området. I måleserie 1 varierte totalt nitrogeninnhold mellom 1.5 mg/l og 5.85 mg/l og i måleserie 2 mellom 0.4 mg/l og 8.7 mg/l. Nitratinnholdet har i måleserie 1 variert mellom 1.12 og 5.35 mg/l og i måleserie 2 mellom 0.2 og 7.8 mg/l. Anbefalt grense for drikkevann i Norge er 2.5 mg/l.

Tabell 8. Resultat av vannanalyser ved måleserie 1 (25.11.82) og 2 (1.9.83). Analysert ved Kjemisk Analyzelaboratorium, Ås.

Lok.nr. Analyisert parameter, mg/l	1		101		102		105		109		112		12
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	2
pH	5,9	5,7	6,8	6,3	7,0	7,4	6,2	6,1	7,0	6,6	5,8	6,7	6,5
NH ₄ -N	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
NO ₃ -N	5,35	3,35	1,12	0,2	4,35	7,8	1,55	2,2	2,58	1,55	4,1	4,25	1,10
NO ₂ -N	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Tot. N	5,85	3,5	1,5	0,4	4,45	8,7	1,9	2,3	2,75	1,8	4,5	5,0	1,25
Tot. P	0,03	0,011	0,02	0,011	0,02	0,023	0,02	0,08	0,01	0,007	0,01	0,013	1,02
SO ₄ -S	3,3	1,9	15	5,3	4,5	5,1	2	2	5	3,6	6,5	7,4	0,4
K	1,2	0,9	5,7	3,0	7,7	12	2,2	1,5	5,8	5,4	1,8	2,3	1
Na	4,6	4,2	3,0	1,8	9,3	23	2,5	1,9	6,2	3,7	4	1,8	4
Ca	13	8	24	11	14	22	5,6	7,3	16	10,5	21	20	4,5
Mg	3,4	2,5	3,5	1,5	1,2	1,9	0,89	1,2	1,5	0,84	2,2	2,3	4,1
Cl	7	7	7	4,2	9	11,5	5	4,5	8,5	6,5	18	19,8	1,05
Fe	<0,05	0,32	0,20	0,12	<0,05	0,09	0,15	0,08	<0,05	<0,05	0,08	<0,05	10,52
Cu	<0,03		<0,03		<0,03		<0,03		<0,03		<0,03		
B	<0,05		<0,05		<0,05		<0,05		<0,05		<0,05		
Mn	<0,03		0,07		<0,03		<0,03		<0,03		<0,03		
Zn	<0,03		0,06		0,17		0,20		<0,03		<0,03		
F	<0,02	<0,02	0,02	0,02	0,08	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02

Verdier over anbefalt grense er funnet ved vannverket, i sentrum og i brønn 112 ved dyrket mark over sentrumsflaten. Undersøkelser på Haslemoen (Englund et al. 1984) har også vist høyere nitratinnhold under areal med dyrket mark enn under areal med skog.

Nitratinnholdet i de analyserte prøvene er generelt høyere enn gjennomsnittsverdiene for Haslemoen, selv om det også finnes prøver med lavere innhold. Det er observert høyere maksimalverdier for nitratinnholdet med 7.8 mg/l og flere prøver mellom 4-6 mg/l.

Brønner tilknyttet dyrket mark viser ofte økende nitratverdier ved snøsmelting og stor nedbør. Det kan være stor tidsforsinkelse (Englund et al. 1984, s.17). Det kreves derfor flere prøver for å si noe generelt om gjennomsnittlige nitratverdier.

Rør 1 ved vannverket har også hatt lavest pH-verdi i begge måleseriene. Dersom de to måleseriene gir et representativt bilde av vannkjemien i området, kan det ut fra pH og nitratinnhold synes som om vannverket er ugunstig plassert.

Brønnen i sentrumsområdet skiller seg ut fra de andre prøvestedene når det gjelder nesten alle parametre; NO_3^- , Na, K, Mg, ledningsevne og alkalinitet. I måleserie 2 hadde sentrumsbrønnen høyest nitratinnhold med 7.8 mg NO_3^- /l. Englund et al. (1984) har ved grunnvannsundersøkelser i kvartære løsmasser i sydøst Norge funnet nitratinnhold mellom 0.1 og 7,0 mg NO_3^- -N/l. Høyere nitratverdier opp til 15-20 mg/l er funnet i grunne brønner nær forurensningskilder som gjødselkjellere og septiktanker.

Da brønnen skiller seg ut fra de andre prøvene i nesten alle parametre og ligger i sentrumsbebyggelsen, er det naturlig å anta at den er påvirket av aktiviteten der. Hagegjødsling kan være en årsak.

Fig. 13 viser sirkeldiagram med de viktigste kationer og anioner som % mekv/l for ulike lokaliteter i Braskereidfossområdet.

6.3. Resultater av vannanalyser 1965-83

Analysetesten fra 1965 angir god vannkvalitet. Det er bare funnet spor av nitrater og lavt jern- og manganinnhold. Vannet var svært bløtt og noe surt med pH 6.1. Ved analysen i 1974 hadde innholdet av nitrat økt til 2.2 mg/l, og det var noe organiske bundet nitrogen i vannet. Det ble antatt at dette kunne skyldes påvirkning av vannet fra avfallsmateriale fra mennesker og dyr. pH-verdien var lav med 5.9, men ellers var vannkvaliteten god. Ønsket verdi er 8-8.5. Nitratinnholdet i prøvene varierer mellom

3.2 og 3.6 mg/l og er over den anbefalte norske grenseverdi på 2.5 mg/l. Nitratinnholdet 1.9.83 er bestemt til 3.6 mg/l, egne uttatte prøver fra 1.9.83 ved vannverket viste 3.4 mg/l. Disse analyseresultatene tyder på at det har vært en økning i nitratinnholdet fra 1965 til 83. Sulfatinnholdet har også økt fra ikke-påviste mengder i 1965 til 5 mg/l i 1974 og 7-9 mg/l i 1982-83. Jern- og manganinnholdet har vært ubetydelig også i disse prøvene.

Tabell 9. Resultat av vannanalyser 1965-83 fra råvannet ved vannverket. Analysert ved Statens institutt for folkehelse (SIFF).

		1965	1974	1982			1983		
		16.10	6.2	22.10	10.12	11.1	10.2	23.3	2.9
Turbiditet	FTV			0,15	0,35	0,05	0,10	0,10	
Farge	mg Pt/l	0	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Permanenganattall	mg 0,01 N	5	<0,3						
pH		6,1	5,9	5,7	5,8	5,8	5,6	5,6	6,0
Konduktivitet	MS/M	3,2	8,4	11,6	13,6	11,5	11,6	11,6	11,8
Hårdhet, total	dH	0,6	1,5						
Totalalkalinitet	MMol/l	0		0,36	0,39	0,38	0,38	0,38	0,40
Bikarbonathårdhet			0,6						
Jern	mg Fe/l	<0,04	<0,02	0,08	0,06	<0,04	<0,04	<0,04	0,04
Mangan	mg Mn/l	ikke påvist	<0,01	0,02	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01
Totalfosfor	mg P/l		0,010	9	9	11	10	10	11
Total N			2,6						3,8
Ammonium	mg N/l	<0,05	<0,005	<0,005	<0,03	<0,005	<0,05	<0,005	<0,005
Nitritt	mg N/l		<0,005	<0,005	<0,05	0,006	<0,05	<0,005	<0,005
Nitrat	mg N/l	spor	2,2	3,2	3,3	3,2	3,4	3,4	3,6
Sulfat	mg SO ₄ /l	ikke påvist	5,0	8,5	8,5	8,0	7,0	7,0	8,0
Klorid	mg Cl/l	2	8,4	8,1	8,6	8,3	8,6	8,6	8,5
Fluorid	mg F/l			<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Kalsium	mg Ca/l			8,0	7,5	8,0	7,5	7,5	9,0
Magnesium	mg Mg/l			2,5	2,7	2,7	2,6	2,6	2,5
Kjem. oks. forbr.	(COD MN)			<0,1	0,44	0,40	0,36	0,36	0,36
Utseende		antyd. til grums		klart	klart	klart	klart	klart	klart
Lukt/smak				ing. sp. *	ing.sp.*	ing.sp.*	ing.sp.*	ing.sp.*	ing.sp.*
Inndampningsrest	mg/l	25							
Gløderest	mg/l	20							

* ingen spesiell

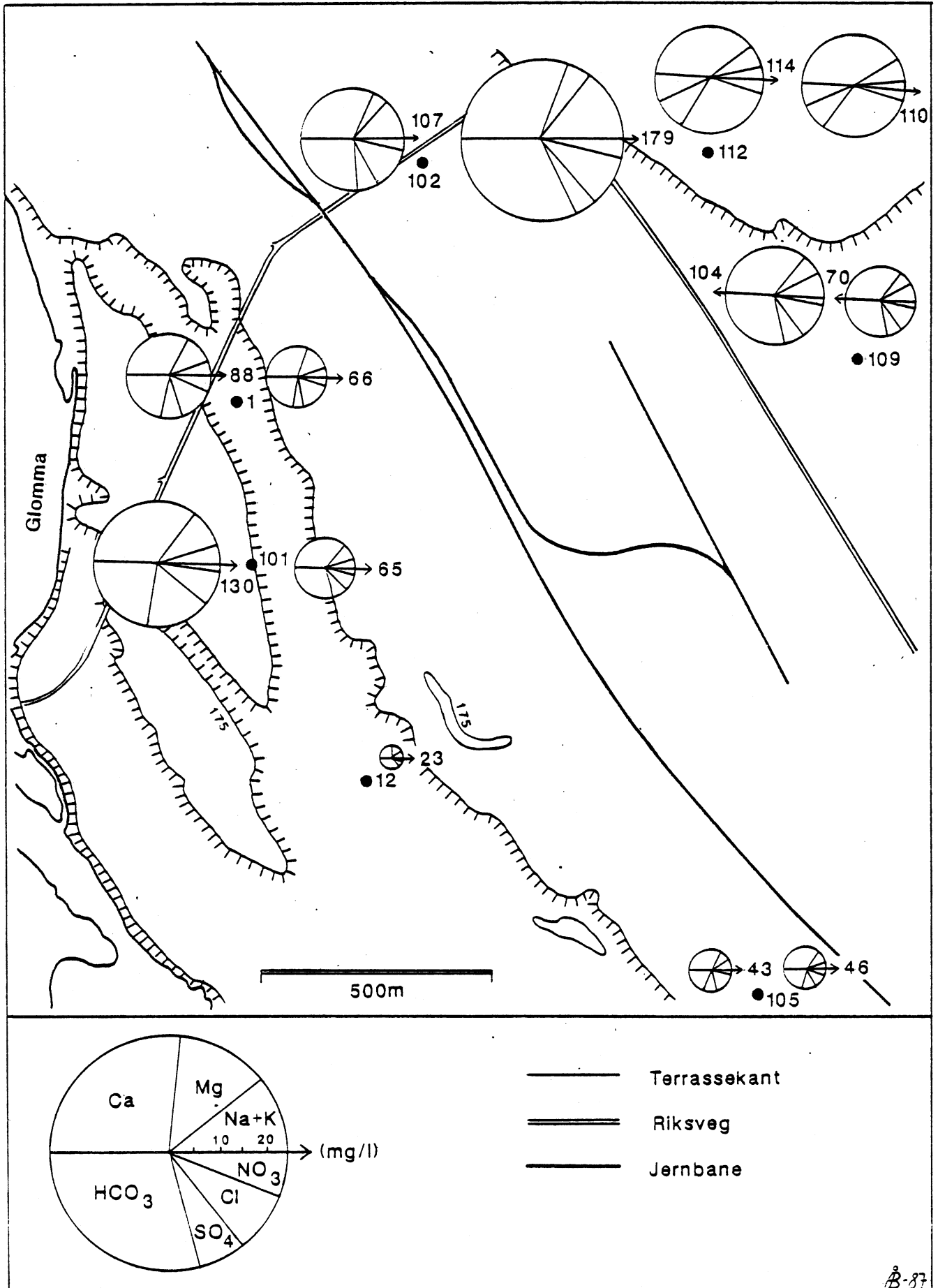


Fig.13 Sirkeldiagram med de viktigste kation og anion som % mekv / l for ulike grunnvannslokaliteter. Radius i sirkelen angir total mengde mineralsalter i mg/l.

Bakteriologisk analyse gav et meget tilfredsstillende resultat og på den bakgrunn ble det vurdert at eventuelle forurensninger hadde gjennomgått tilstrekkelig selvrensing i grunnen.

Vannanalysene fra 1982-83 oppfyller de generelle krav til drikkevannskvalitet, med unntak av pH og nitratinnhold; pH varierer mellom 5.7 og 6.0. Nitratinnholdet varierer mellom 3.2 og 3.6 m/l.

6.4. Samlet vannkvalitetsvurdering

Resultatene tyder på at vannkvaliteten ved vannverket generelt er god med unntak av pH og nitratinnhold. Både egne og andre undersøkelser gir samme verdier ved vannverket. Jern- og manganinnholdet er lavt. Det er et bløtt vann uten lukt og farge. Bakteriologiske analyser har vist tilfredsstillende resultat. Egne undersøkelser viser et generelt høyt nitratinnhold i Braskereidfossområdet. Verdier over anbefalt grense er funnet ved vannverket, i sentrum og i brønn 112 ved dyrket mark over sentrumsflaten. Brønn 112 har også et høyt kloridinnhold, men det er lavere enn anbefalt grenseverdi. Rør 1 ved vannverket har også hatt lavest pH-verdi i begge måleserier. Dersom de to måleseriene gir et representativt bilde av vannkjemien i området, kan det ut fra pH og nitratinnhold synes som vannverket er ugunstig plassert. Det må flere måleserier til før det kan fastslås om denne sammenhengen er riktig. Opplysninger om generell vannkvalitet i området kan være til nytte ved en eventuell utvidelse og/eller flytting av vannverket og ved bestemmelse av beskyttelsesområde.

Selv om nitratinnholdet er høyere enn anbefalt verdi, kan en ikke bare stoppe videre drift av det nåværende anlegget. Egnete steder for grunnvannsuttak er begrenset i området, så en flytting av vannverket er vanskelig. Et alternativ er å benytte vann fra Glomma, men kvaliteten på dette vannet er heller ikke god. Da vannverket har en tilfredsstillende kvalitet for alle parametre med unntak av pH og nitrat, og det ikke finnes andre gode alternativ, kan en måtte slå av på kravet om at alle parametre skal ha tilfredsstillende verdier. Det er bedre med en generelt god og stabil grunnvannskvalitet, fysisk, kjemisk og

bakteriologisk, og en viss sikkerhet mot forurensninger, enn å benytte Glommavann med variabel kvalitet der en kanskje må til med kostbar rensing. En kan legge mer vekt på å opprettholde dagens kvalitet ved å ha tilsyn med vannkvaliteten og aktiviteter i tilførselsområde til vannverket. Det være aktuelt med begren-ning eller restriksjoner på visse typer aktiviteter.

VII. ANVENDELSE OG PRAKTISK NYTTE AV DET HYDROGEOLOGISKE KARTET

7.1 Klausulering7.1.1 Beskyttelse av grunnvannsforekomst mot forurensning
Beskyttelsesområde og sikringsbestemmelser.

Ved beskyttelse av grunnvannsanlegg mot forurensning baserer en seg på prinsippet om hygienisk sikring ved ~~to~~ to uavhengige sikringsbarrierer:

1. Rensing av vannet i løsmassene slik at det blir hygienisk tilfredsstillende før det når brønninntak.
2. Beskyttelse av brønnens infiltrasjonsområde (Nor.geol. Unders. 1981).

For å oppfylle helsemyndighetenes godkjenningskrav til vannverk, er det vanlig å klausulere grunnvannsforekomster. Klausulbelagt område kalles beskyttelsesområde eller restriksjonsområde. Klausuler kan etableres ved frivillig avtale mellom vannverkseier og grunneier, ved frivillig skjønn eller ekspropriasjon.

Ved valg av beskyttelsesområde tas det hensyn til hydrogeologiske og områdehygieniske forhold. Helsemyndighetene utarbeider et konkret forslag til beskyttelsesområde. Ønsker kommunene mindre område restriksjonsbelagt, er det kommunenes ansvar å bevise at det båndlagte areal er for stort, og kan innskrenkes uten at vannkvaliteten reduseres.

Det har ofte manglet grundige hydrogeologiske undersøkelser i forbindelse med godkjenning av vannverk. Dette har ført til større restriksjonsområde enn nødvendig. Vannverkene har ofte vært plassert i områder som har vært lite interessante til andre formål, og ikke nødvendigvis har vært velegnet ut fra et hydrogeologisk synspunkt. Dette har gjort det billigere å betale for restriksjoner enn å engasjere fagfolk til en undersøkelse (Ellingsen 1977).

7.1.2. Soneinndeling omkring grunnvannsverk'

(Nor. geol. Unders. 1981)

- Beskyttelsesområdet omkring grunnvannsforekomster i løsmasser inndeles normalt i 4 soner, sone 0 innerst og sone III ytterst.
- Sone 0 : Brønnen(e)s umiddelbare nærområde, 10-30 m fra brønn.
- Sone I : Brønnen(e)s nære infiltrasjonsområde. Grunnvannshastigheten er relativt høy, oppholdstiden relativt kort.
- Sone II : Brønnen(e)s fjerne infiltrasjonsområde. Grunnvannshastigheten er relativt lav, oppholdstiden relativt lang. Alt vann som når brønnen(e) skal være infiltrert innenfor yttergrensen av denne sonen.
- Sone III : Sikringszone som omfatter arealer som vil kunne ha betydning i visse tilfeller.

7.2. Restriksjoner

For et beskyttelsesområde gjelder at all aktivitet som kan tenkes å forurense vannkilden bør være forbudt. I tillegg er bestemmelsene for de ulike beskyttelsessoner strengere jo nærmere sonen er grunnvannsuttaget. Restriksjonene vil omfatte:

- For sone III: Bestemmelser som tar sikte på å hindre etablering av aktiviteter som vil kunne ha betydning for forurensningssituasjonen.
- For sone II : Det som gjelder for sone III, dessuten bestemmelser om bebyggelse og innretninger, deponering av søppel og avfall, avløp, landbruk, rekreasjon, industri, trafikk og lagring av kjemiske forbindelser. Bortsett fra deponering og avløp, vil det vanligvis ikke nedlegges totalforbud mot de nevnte aktiviteter.
- For sone I : Strengere restriksjoner mot aktivitetene nevnt under sone II.
- For sone 0 : Bestemmelser om all aktivitet som ikke er nødvendig for vannverkets drift. Området inngjerdes og forsynes med låsbar port.

Helsemyndighetene vil vurdere hver enkelt vannverkssak for seg og foreskrive de tiltak som de anser nødvendige for å beskytte vannkilden.

7.3. Bestemmelse av beskyttelsesområde - klausulbelagt område når hydrogeologiske kart foreligger

Dersom hydrogeologiske kart foreligger for et område, kan det gi et bedre grunnlag for å velge beskyttelsesområde. Det er en fordel om det foreligger kart fra ulike tidspunkt på året slik at eventuelle sesongmessige variasjoner i strømningsmønsteret kan oppdages. De hydrogeologiske kart gir mulighet for å vurdere følgende forhold:

1. Avgrensning av infiltrasjonsområdet til vannverket.
2. Aktiviteter utenfor/innenfor infiltrasjonsområdet som kan sees i sammenheng med tilstrømningen til vannverket. Dette gir bedre sikkerhet ved valg av tilstrekkelig beskyttelsesområde. Når strømningsmønsteret er kjent, kan ofte behovet for båndlagte areal bli mindre.
3. Beregning av gjennomsnittlige strømningshastigheter og oppholdstider i mettet sone for vann og forurensninger. Det kan vurderes om disse oppholdstider ansees som tilstrekkelige for å oppnå selvrensing. Ved slike vurderinger er det også viktig å ha kjennskap til dybde av umettet sone, løsmasstype og løsmasseegenskaper.
4. Nye eller endrete aktiviteter i et område og deres innvirkning på vannkvaliteten. Det kan vurderes om nye aktiviteter er i strid med klausul for området, i hvilke områder spesielle aktiviteter eller arealbruk kan tillates.

7.4. Klausulering på Braskereidfoss

Her omtales forhold som det er viktig å ta hensyn til ved godkjenning og utarbeidelse av klausuleringsbestemmelser, forhold der hydrogeologiske kart kan være til nytte. Statens Institutt for folkehelse fastsetter i samråd med geologisk sakkyndige sikringssoner og restriksjonsbetingelser.

Vannverkets influensområde: Ut fra prinsippet om at vannstrømmen er vinkelrett på ekvipotensiallinjene, er det på det hydrogeologiske kart fra 29.6.83, vedlegg 2, forsøkt stiplet et influensområde. Området har traktform som vider seg ut på og over sentrumsflaten. Deler av sentrumsområdet faller innenfor dette området.

Landbruksaktivitet kan gi diffus forurensning, arealavrenning med lang varighet, spesielt gjelder dette gjødsel og pesticider. Det finnes dyrket mark på og over sentrumsflaten og under jernbanen sørøst for vannverket. Ut fra det stiplede infiltrasjonsområdet ser det ut som deler av dyrket mark over sentrum er innenfor dette feltet. Det dyrkes vesentlig korn på disse arealene. Ved forurensning fra dyrket mark er en spesielt opptatt av pesticider, nitratutvasking og spredning av patogene organismer fra husdyrgjødsel. Resultatene av vannanalysene viste nitratinnhold over anbefalte grenseverdier.

Hvatum (1976) hevder at for vanlige gjødslingsmengder skal forurensningsfaren være liten. Gjødsling utover plantenes behov medfører derimot økende N-tap med sigevann (Uhlen 1978). Mange undersøkelser har vist økt nitratinnhold i grunnvann under dyrket mark (Englund et al. 1984, Young et al. 1976, Baier et al. 1976, Adams et al. 1979, Wellings & Bell 1980). På Haslemoen er det funnet høyere nitratinnhold under areal med dyrket mark enn for skog (Englund et al. 1984). Med hensyn til drikkevannskvalitet er det derfor viktig å ha en viss oversikt og kontroll med dyrket mark. Ved klausulering må det også tas stilling til ønsket om oppdyrking av det tidligere nevnte skogsområde ved rør 6. Faren for økt nitrat-tilførsel til grunnvannet og vannverket må vurderes.

Nitratutvasking er avhengig av jordtype, løsmassetype, vekst-

valg, dyrkningsteknikk, klima, mengde og type gjødsel. Huisman (1977) har ved engdyrking på leirjord funnet <5 % av tilført nitrat i grunnvannet. Ved åpen åker og sandjord ble det funnet opp til 50 % tap av tilført mengde. Ved engdyrking kan graset med lang vekstsesong utnytte nitrogenet bedre enn korn (Lundekvam 1983). Åpen åker og tidlig høsting kan gi overskuddsnitrogen som ved høstnedbøren kan vaskes ned i grunnvannet. Tørke som fører til redusert plantevekst og uutnyttet gjødsel kan og medføre nitratutvasking ved seinere nedbørperioder. Når nitraten vaskes gjennom jordprofilet i umettet sone, vil lite bindes p.g.a. anion-formen. Har nitrat først kommet ned i grunnvannet, vil det foregå liten omvandling over kort tid. Davis & De Wiest (1967, s.111) hevder at nitrat bare blir fjernet fra naturlig vann ved organismeaktivitet eller ved evapotranspirasjon.

I porøse media kan nitrat spres gradvis utover i en større del av strømningsområdet. Denne hydrodynamiske dispersjon fører til avtagende konsentrasjon i strømningsretningen (Freeze & Cherry 1979, s.388). Spredningen skyldes inhomogeniteter og uregelmessigheter i mikro- og makroporesystemet og fører til spredning og fortynning av forurensninger i vannet. Nitratinnholdet i grunnvannet kan ha en årstidsvariasjon. Brønner knyttet til dyrket mark kan ved økende vannføring ved snøsmelting og stor nedbør ha økt nitratutvasking. Tidsforsinkelsen kan være stor (Englund et al. 1984).

Få bindingsmuligheter og omdanningsprosesser gjør at selv lang oppholdstid ikke vil redusere nitratmengdene vesentlig når avrenning først har funnet sted. Dette betyr at en må være ekstra påpasselig med å begrense nitrattilførsel til grunnvannet, spesielt der det skal brukes til drikkevann.

På Braskereidfoss er det regnet en gjennomsnittlig oppholdstid for grunnvann under dyrket mark, til det når vannforsyningsanlegget, på mellom 1.8 år og 3.5 år. I tillegg kommer oppholdstiden i umettet sone. Det må også tas i betraktning at deler av området er dekket av et siltholdig lag. Denne siltpakken kan forsinke og holde tilbake nedbør og redusere nitratutvasking. Umettet sone varierer fra seks til ti meter. Det er i umettet

sone størst rensing av uønskete stoffer foregår, spesielt øverst i jordsmonnet. Bindingsevnen er stor for jord med høyt innhold av organisk materiale, leirmineral, Fe, Al og Mn-oksyder og lavere for sandrik jord (Scheffer & Schachtschabel 1982). Fosfor bindes raskt og sterkt i jord, spesielt i de øvre lag. Fosfor kan bindes til organisk materiale som organomineralske komplekser, til Al- og Fe-oksyd og leirmineral og som fosfat til Ca, Al og Fe (Hvatum 1976). Faren for fosforavrenning etter gjødsling er derfor mindre enn for nitrat. Ut fra kjent nitratinnhold ved vannverket, kunnskap om løsmassenes beskjedne bindingsevne og liten evne til å holde tilbake nitrat, oppholdstider, spredning og fortynning må en vurdere om oppdyrking av området vil ha stor negativ virkning på drikkevannskvaliteten eller om det kan tolereres en eventuell ytterligere stigning i nitratinholdet.

Det må understrekes at det til slike vurderinger er knyttet stor usikkerhet. Kjennskap til mulighetene for nitratforurensning og bindingsmuligheter er begrenset. Det er også knyttet usikkerhet til de beregninger av oppholdstider som er foretatt i denne undersøkelsen.

Dersom det blir lagt et grøftesystem i oppdyrkingsområdet, kan dette ta opp noe av avrenningsvannet. Det er også mulig å pålegge området visse restriksjoner m.h.t. gjødsling o.l. Ved andre grunnvannsverk, eks. Brumunddal, er det pålagt at i et område inntil vannverket er det kun lov til å bruke kunstgjødsel. Dette er gjort for å hindre at eventuelle patogene organismer fra husdyrgjødsel skal nå drikkevannet. Med tilstrekkelig oppholdstid vil patogene organismer fjernes ved selvrensing.

Landbruksaktivitet kan og representere fare for forurensning av pesticider. Disse forbindelsene kan være potensielt farlige fordi de kan gjøre skade selv i små konsentrasjoner. De er ofte lite løselige, men løseligheten kan likevel overstige toksisk nivå (Freeze & Cherry 1979). Pesticidene adsorberes av leire og organisk materiale i undergrunnsjord. Liten løselighet, fortynning, hurtig nedbrytning av mange av forbindelsene og stor adsorpsjon gjør at toksisk nivå bare kan finnes i umiddelbar nærhet av

utslippsted (Huisman 1977). Dette er et område der mye ennå er ukjent. Økende bruk av pesticider i mengde og antall preparat vil tvinge fram mer forskning på dette området. Under uheldige sammentreff mellom grunnforhold, utspredning og klimatiske forhold kan bruk av plantevernmidler (pesticider) forurense vannkildene (Gaut 1981).

Hagegjødsling. Også på dette området er det gjort lite forskning. Baier et al. (1976) har funnet at nitratgjødsling til plener o.l. kan bidra til økt nitratinnehold i grunnvannet. Betydningen av plengjødsling er vanskelig å kvantifisere fordi gjødslingspraksis (mender og antall tilførsler) varierer mye. Grasart, klippepraksis, vatningspraksis og grasalder virker også inn. Det ble funnet spesielt store tap av nitrogen fra gammel plen når nitrogengjødsling ikke lenger gikk med til etablering av plantedekke (Baier et al. 1976). Det er mulig at hageaktivitet i sentrum av Braskereidfoss kan påvirke grunnvannet.

Kloakkledningen fra sentrumsområdet går i PVC-plastrør på nedsiden av jernbanelinja, langs kotene ved rør 6 og 7 (vedlegg 2). En slamavskiller er plassert ca 300 m nord for pumpestasjonen. Statens Institutt for Folkehelse (1974) sier i brev til Våler kommune: "En vil her anføre at det i prinsippet er uheldig at kloakkvannet fra store deler av Braskereidfoss sentrum føres i rør ut gjennom hovedvanngiveren til grunnvannsverket. Lekkasje som oppstår allerede under leggingen av rørene eller som måtte oppstå senere, vil kunne få uheldige kvalitetsmessige konsekvenser for drikkevannet. Avstanden er ikke så stor at det av den grunn er utelukket at forurensning kan skje. Kloakken burde av denne grunn vært ført utenom det gamle elveleiet i de presumptivt langt tettere massene lateralt til dette, og fram til elva etter adekvat behandling. Om forurensninger fra bebyggelsen vil kunne influere på vannkvaliteten avhenger mellom annet av massenes gjennomtrengelighet i det mellomliggende området. Dersom massene er tilstrekkelig tette, vil de utgjøre en effektiv barriere mot forurensning".

Kommunen har også et infiltrasjonsanlegg der avfall etter biologisk-kjemisk rensing blir infiltrert. Dette er plassert 400 m like

nordøst for brønn 108 og har således ingen betydning for vannkvaliteten ved vannverket. Plassering av eventuelle nye infiltrasjonsanlegg må sees i sammenheng med grunnvannsstrømning, tykkelse av umettet sone og løsmasseegenskaper før eventuell tillatelse kan gis. Ut fra dagens arealbruk er det lite aktuelt med slike anlegg i området nær vannverket. Husstandene er tilknyttet det kommunale kloakknett, med renseanlegg ytterst mot Glomma like sør for Tjuvholmen.

Bensinstasjon og verksted i sentrumsområdet kan være potensielle punktkildeforurensere. Det kan gjelde vaskemidler, oljelekkasje, bensin o.l.. Huisman (1977) oppgir at olje holdes tilbake av kapillære krefter i umiddelbar nærhet av infiltrasjonspunktet og brytes sakte ned ved oksydasjon. Pedersen (1983) oppgir at det tar tid å etablere et mikroliv i jorda som kan bryte ned oljeproduktene. En grunnvannsforekomst som er forurensset med olje kan derfor være uegnet til drikkevann for en lang periode. Oljelekkasjer kan skje fra eventuelle private oljetanker i sentrum.

Transportuhell representerer en potensiell forurensningskilde for grunnvannet. Riksvei 3 og jernbanen går langs sentrumsflaten, fylkesvei 491 mot vest over Glomma, ca 50 m fra dagens inntak. En kommunal vei går parallelt med jernbanen ca 200 m øst for vannverket. Det er stor trafikk med tømmerbiler til skogindustrien i området, men uhell med denne lasten representerer liten forurensningsfare. Ved et uhell kunne eventuelt olje og bensin lekke ut i grunnen. Transporten av kjemikalier, olje og bensin i tanker representerer en større fare dersom uhell skulle skje. Eventuell veisalting kan og tilføre grunnen uønskede stoff. Norges geologiske undersøkelse (1981) oppgir at uhell langs veiene skjer flere ganger pr.år. Uhell ved gods fraktet med jernbanen kan og skje, f.eks. ved avsporinger. Det er beregnet oppholdstider for vannet fra jernbanen og riksveien til det når riksvegen på henholdsvis 3.5 og 8.8 år. Når disse oppholdstider brukes i forbindelse med forurensning og nødvendig tid til rensing, forutsettes det at forurensninger passivt følger vannstrømmen og transporteres med samme hastighet som vannet.

Industrivirksomheten i området representerer en mulig kilde til forurensning. Ut fra strømningsmønsteret på de hydrogeologiske kart går vannstrømmen fra endel av denne virksomheten utenfor tilførselsområdet til vannverket. Deler av industriområdet faller innenfor det antatte tilførselsområdet. Det drives utstrakt tømmervanning med urensset Glommavann. Mye av tømmeret lagres på asfalterte plasser. Rundt bedriftene er det dreneringssystem som skal lede bort overvann. Denne intense vanningen foregår i sommermånedene da fordampingen også er stor. Det er antatt at fordampning, asfaltering og dreneringssystem vil hindre store mengder vann å infiltrere. Dersom systemet fungerer, kan dette redusere faren for forurensning.

Ved Laftebygg, like sør for rør 10, finnes en barkfyllplass som vannet kan strømme gjennom. Det kan ikke utelukkes at vann som har strømmet gjennom barkfyllplassen kan nå vannverket. Det er ikke grunnlag for å si at barkfyllplassen kan avgi stoff som kan være uheldig for vannkvaliteten, men en har vært oppmerksom på at bark kan avgi fenoler, som er langsomt nedbrytbare. Det har ikke vært foretatt undersøkelser og tatt vannprøver i tilknytning til industrivirksomheten. En har derfor ikke noe grunnlag for å vurdere eventuelle forurensningskilder. Generelt sett er det ikke ønskelig å ha slik virksomhet innenfor et vannverks tilførselsområde dersom en ikke har tilstrekkelig tette masser som kan binde eller holde tilbake eventuelle stoffer til de er uskadeliggjort. Ved uhell kan forurenset industriavløpsvann, avløpsprodukter eller andre industrielle stoffer tilføres vannkilden. Det kan være aktuelt å hindre at ny industri etableres innenfor tilførselsområdet, en kan begrense visse typer industri eller velge alternativ plassering.

7.5. Utvidelse av vannverket

Det hydrogeologiske kartet kan komme til nytte ved vurdering av utvidelse av vannverket. Dette kan skje på to måter:

1. Nye brønner kan plasseres i tilknytning til eksisterende anlegg. Det vil være gunstig å plassere disse langs ekvipotensiallinjene. På den måten kan senkningstrakten

utvides og vann trekkes inn fra en større del av strømningsstverrsnittet. Når tilførselstrakten til vannverket øker, kan aktiviteter som idag ligger utenfor dette området trekkes inn.

2. Det kan etableres et infiltrasjonsanlegg dersom kapasiteten i løsmassene blir for liten. Vann fra Glomma kan føres i ledning og infiltrere i løsmassene. Oppholdstiden i løsmassene skal kunne bedre vannkvaliteten. Det er og mulig å nytte vann fra en fjellboring. Da dybden til fjell er >38 m ved vannverket, blir dette ansett som et lite realistisk alternativ (Klømetsrud 1982). Det hydrogeologiske kartet kan benyttes til å lokalisere et egnet sted for et slikt anlegg.

Lokaliseringen kan bl.a. sees i sammenheng med strømningsretninger, aktiviteter i området, avstander for å få ønsket oppholdstid o.l. Infiltrasjonsanlegget kan i seg selv ved tilførsel av vannmengder påvirke strømningsmønsteret. Infiltrasjonen må skje der strømningsretningen til uttaksstedet er slik at en får nyttet det infiltrerte vannet og oppholdstiden blir tilstrekkelig.

7.6. Arealplanlegging

De hydrogeologiske kart kan komme til nytte ved vurdering av fremtidig aktivitet i kommunen som kan påvirke grunnvannet. Fremtidig arealbruk kan vurderes opp mot hensynet til å bevare god drikkevannskvalitet. Spesielle aktiviteter kan plasseres i områder der strømningsretningen er gunstig i forhold til strømningsretning til vannverket eller i avstand som gir tilstrekkelig oppholdstid. Dette kan gjelde nye boligfelt med tilhørende kloaknett, nye industribygg, slamdeponier, avfallsplasser o.l.. Aktiviteter og arealbruk kan og vurderes i forhold til drikkevannskvalitet i de private brønnene i området. Selv om de fleste husstander er tilknyttet det kommunale vannverket, brukes noen brønner til drikkevann. Dersom disse brønner ikke kan sikres god kvalitet, må husstandene tilkobles det kommunale vannverket.

Det kan vurderes om sand og grusuttak vil virke negativt på løsmassenes magasineringsevne. Områder der slik virksomhet kan tillates eller ikke tillates kan bestemmes. Det hydrogeologiske kartet omfatter bare deler av Braskereidfossområdet. Trekantnettet kan utvides slik at større del av området blir kartlagt og aktiviteter i disse områder kan sees i sammenheng med grunnvannskvaliteten.

7.7 Vurdering av fare/skade ved uhell fra tilfeldige punktkilder

Tilfeldige punktkilder kan være veisalt, olje, kjemikalier fra trafikkuhell o.l.. Ved uhell i løsmasser der grunnvannet brukes til drikkevann, kan kvaliteten reduseres slik at vannet blir uegnet til bruk. Med hydrogeologiske kart, kunnskap om løsmassefordeling, løsmasseegenskaper og dybde av umettet sone, kan en vurdere faren ved slike uhell. En kan vurdere bindingsmuligheter og tid i umettet sone. Oppholdstid i mettet sone beregnes ut fra det hydrogeologiske kartet. Det kan vurderes om oppholdstiden er tilstrekkelig for rensing. Ved alvorlige uhell kan en beregne hvor lang tid det vil ta før vannkilden blir uegnet til bruk og må stoppes, eller hvor lang tid en har til å sette inn tiltak før vannet når mettet sone og kan ødelegge drikkevannskvaliteten. Grunnvannet strømmer med liten hastighet, og det kan ta lang tid å gjenopprette ødelagt drikkevannskvalitet. Den økende bruk av stadig flere kjemikalier sammen med mye trafikk gjør at en må regne med at slike uhell kan skje. Det er vanskelig å gardere seg mot slike uhell. Langs en del trafikkåre som krysser viktige grunnvannsforkomster, er det lagt plastduk med tette leirmasser rundt veien, som skal hindre strømming til grunnvannet ved uhell. Dette er gjort bl.a. på Romerike (Nor.geol.Unders. 1981). På steder der slik sikring ikke foreligger, er det desto viktigere å ha kjennskap til løsmasseegenskaper og hydrogeologiske forhold. Ut fra strømningsmønsteret på de hydrogeologiske kart, kan det vurderes hvilke områder som kan bli berørt av strømming med de uønskede stoff. Det kan også vurderes hvor det er viktig å sette inn tiltak som skal skjerme grunnvannet.

VIII. FREMGANGSMÅTE FOR KOMMUNER O.A. VED UTARBEIDELSE AV
HYDROGEOLOGISKE KART TIL BRUK I AREALPLANLEGGING OG VED
KLAUSULERING AV VANNKILDE I LØSMASSER

8.1. Etablering av grunnvannsverk i løsmasser

- a) En må ha en geologisk enhet egnet for vannuttak, d.v.s. en som består av sand eller grus, slik som elvesletter, deltaer, eskere o.l.
- b) Vurdering av løsmasseegenskaper. Kvartøgeologiske kart og løsmassekart kan gi opplysninger om løsmassefordeling, kornstørrelsesvariasjon, sortering og antydning om løsmassedybde. I tillegg kan det foretas profilbeskrivelse og uttak av prøver til kornfordelingsanalyse. Disse prøvene vil gi opplysninger om vertikal løsmassevariasjon. Sorteringsgrad, porøsitet og hydraulisk ledningsevne kan beregnes. Det kan også foretas sonderboringer til bestemmelse av løsmassedybde og vertikal løsmassevariasjon.

Omfanget av disse undersøkelsene vil avhenge av bl.a. løsmassetype og økonomi og må avgjøres i hvert enkelt tilfelle. En generell vurdering av de geologiske forholdene på stedet foretas. En ensartet løsmassetype med stor utstrekning trenger færre undersøkelser enn områder der flere avsetningstyper finnes.

- c) Registrering av eventuelle brønner i området og nedsettelse av peilerør som kan nyttes til grunnvannstandsobservasjoner. Brønnene og rørene må utgjøre et trekantnett som gjør det mulig å lage et hydrogeologisk kart over området. Rørtopp og brønnkant må nivelleres inn slik at målte grunnvannstander kan relateres til samme referansepunkt.
- d) Grunnvannstanden må peiles med jevne mellomrom slik at det kan utarbeides hydrogeologiske kart for ulike perioder av året. Eventuelle årstidsvariasjoner i strømningsretningen

kan da oppdages. Dette er spesielt viktig for avsetninger der grunnvannstanden til tider kan være avhengig av fluktuasjoner i elvenivå.

- e) Akviferen må prøvepumpes for bestemmelse av hydrauliske egenskaper og vurdering av kapasitet og senkningstrakt. Dersom hydrogeologisk kart foreligger før prøvepumping, kan valg av egnet sted for brønnplassering vurderes i forhold til strømningsretninger. Det kan være aktuelt å foreta flere prøvepumper på ulike steder i det aktuelle området for om mulig å finne inhomogeniteter som virker inn på de hydrauliske egenskapene.

Det kan ta tid å få etablert et grunnvannsverk dersom en skal utarbeide hydrogeologiske kart for en lengre periode. Disse kartene kan imidlertid gi verdifulle opplysninger som det kan være verdt å vente på. Samtidig vil de være et nyttig hjelpemiddel ved bestemmelse av restriksjonsområde og ved arealplanlegging.

- f) Vannprøver kan tas fra ulike dyp. Det må tas flere måleserier for å få fram mulige årstidsvariasjoner. Disse prøvene kan gi et bilde av den regionale vannkvalitet og gi mulighet for vurdering av vannverksplassering i forhold til vannkvaliteten. Anlegget kan plasseres i et område der det er liten fare for tilførsel av mulige forurensninger fra bebyggelse, industri, dyrket mark o.l.

Mange steder er mulighetene for alternativ vannverksplassering begrenset (bl.a. ut fra kapasitet) og gjør det uakseptabelt å flytte anlegget selv om flytting kunne gitt noe bedre vannkvalitet. Vannprøvene kan være aktuelle i klausuleringssammenheng da de angir regional vannkvalitet, mulige forurensninger og dermed behov for restriksjoner. Ved godkjenning av vannverket må vannverksbrønnen pumpes gjennom et år der det tas ut prøver til analyse av vannkvalitet.

8.2. Godkjenning og/eller utvidelse av eksisterende vannverk i løsmasser

Hydrogeologiske kart kan komme til nytte når det skal søkes om godkjenning av vannverk som forsyner mer enn 1000 personekvi- valenter (p.e.). Dette gjelder både nyetableringer og utvidelse av allerede eksisterende anlegg. Strømningsmønsteret på de hydrogeologiske kart kan legges til grunn for bestemmelse av de ulike sikringssonene. Beregning av oppholdstider gir mulighet for å vurdere om renseeffekten er god nok og gir bedre grunnlag for bestemmelse av sikringssoner. I mange tilfelle betyr dette at mindre areal trenger båndlegges enn ved en vurdering bygget på skjønn. Det gir og bedre sikkerhet for at de rette arealer er båndlagt. Mindre båndlagt areal kan redusere kommunens utbetaling av erstatningsbeløp til grunneiere som blir pålagt restriksjoner eller får ekspropriert arealer. Ekspropriasjon av arealer kan dessuten ta lang tid og forsinke etableringen av anlegg.

Ved utarbeidelse av hydrogeologiske kart i områder med eksisterende vannverk, følges metoder skissert kapittel IV. En kan konsentrere arbeidet om antatt aktuelt område rundt vannverket. De hydrogeologiske kart som foreligger kan anvendes ved arealplanlegging i kommunen. Med økende press på utnyttet areal og strenge krav til beskyttelse av drikkevann med krav om sikringssoner, kan behovet for hydrogeologiske kart øke. Dersom kommunene kunne ta i bruk en del av egne ressurser, kunne utarbeidelse av slike kart bli rimeligere. Dette gjelder f.eks. nivellering av peilerør og brønner, peiling av grunnvannsstanden med jevne mellomrom, eventuelt også nedsettelse av peilerør etter samråd med sakkyndige.

IX. SAMMENDRAG

Det er foretatt en hydrogeologisk undersøkelse og vurdering av løsavsetninger langs Glomma i Braskereidfoss. Løsmassefordeling og løsmasseegenskaper er vurdert ut fra løsmassekart, profilbeskrivelser, kornfordelingsanalyser og sonderboringer.

Området består av terrasseflater i flere nivå i et gammelt breelvdelta. Fin til middels sand med hydraulisk ledningsevne mellom $4.9 \cdot 10^{-5}$ og $1 \cdot 10^{-4}$ m/s dominerer i avsetningene, men det kan finnes variasjon fra silt til grov sand. Topplaget er finere enn lagene under, og for deler av området består topplaget av silt. Det finnes et grustak i området med grovt materiale av grus og stein. Dette, sammen med profilbeskrivelsene, viser at avsetningen ikke er homogen.

Braskereidfoss vannverk ligger i et gammelt elveløp ved Glomma i sandavsetninger med 10 m's mektighet over leirholdig silt. Vannverkets uttakskapasitet er idag ca 550 l/min fra disse sandlagene. Anlegget sto foran utbedring, utvidelse og godkjenning hos helsemyndighetene da undersøkelsen ble foretatt.

Det er utarbeidet hydrogeologiske kart som gir et bilde av grunnvannets strømningsmønster i området. Over sentrumsflaten er grunnvannstopografien styrt av den bratte fjelloverflaten med liten løsmasseoverdekning. Grunnvannet strømmer fra "fjellmagasinet" ned på sentrumsflaten, ned mot vannverket og ut i Glomma. Sør på kartet tyder ekvipotensiallinjene på en forsenkning i grunnvannstopografien. Dette tyder på at vannet i dette området drenerer sørøstover parallelt med elva. Hydrogeologiske kart utarbeidet for forskjellig tidspunkt viser liten variasjon i strømningsbildet. Grunnvannsnivå i "fjellmagasinet", med liten umettet sone, varierer i samsvar med nedbør- og tørkeperioder. Det samme mønster, men med mindre amplituder er funnet på sentrumsflaten med tolv meter umettet sone og finere topplag. Grunnvannsnivå kan her være påvirket av avrenning fra "fjellmagasinet". Det er funnet at grunnvannstanden på flaten under sentrum viser et motsatt reaksjonsmønster av sentrumsområdet. Dette kan

skyldes forsinket grunnvannsavrenning fra de høyereliggende områder.

Aktiviteter og arealbruk i området er sett i sammenheng med strømningsmønsteret. Deler av sentrumsområdet med boligfelt, industri, jernbane, riksvei, verksted, bensinstasjon og dyrket mark ligger innenfor infiltrasjonsområdet til vannverket. Oppholdstider i umettet og mettet sone er beregnet ut fra kjennskap til løsmassene og opplysninger fra de hydrogeologiske kart. Fra jernbanen til vannverket er det i mettet sone beregnet en oppholdstid på ca 3.5 år.

Det er foretatt to korttidsprøvepumper av akviferen ved vannverket. Hydrauliske egenskaper er beregnet for stasjonære og ikke-stasjonære forhold ved ulike metoder. Metodene har gitt stor variasjon i beregnede verdier. Ved pumpetest 1 ble de fleste transmissivitetsverdier funnet mellom 45 og 54 m²/t og magasinkoeffisienter mellom 10 og 34 %. Hydraulisk ledningsevne hadde flest verdier mellom $1.7 \cdot 10^{-3}$ m/s. Pumpetest 2 gav generelt høyere transmissivitet og lavere magasinkoeffisient enn pumpetest 1. De beregnede verdier med magasinkoeffisienter <1 % er lite sannsynlige for de sorterte sandavsetningene, og det må legges mindre vekt på disse verdier. Det ble bare registrert små avsenkninger i grunnvannstanden i peilerør i ulik avstand fra pumpebrønnen. Ved pumpetest 2 ble det målt 23 cm senkning i 8 m avstand og 0.5 cm i 40 m avstand ved 3 timers pumping med ca 700 l/min. Dette tyder på stor, vanngiverevne, for avsetningen. Det hadde vært ønskelig med en lengre prøvepumpingsperiode.

Resultatet av vannanalyser fra ulike lokaliteter i området viste at vannet hadde god kvalitet med unntak av for lav pH og for høyt nitratinnhold. Nitratinnholdet var høyest under dyrket mark, i sentrumsområdet og ved vannverket. Resultatene er sammenlignet med tidligere analyser av vannet og viser en økning fra spor av nitrater i 1965, til 2.2 mg/l og rundt 3.3 mg/l i måleserier fra vannverksbrønnen i 1982-83.

I undersøkelsen er også praktisk nytte av de hydrogeologiske kart vurdert. Det gjelder bruk ved fastsettelse av beskyttelsesområde

og klausuleringsbetingelser, muligheter for utvidelse av anlegget og bruk ved arealplanlegging. Undersøkelsen omtaler også mulig fremgangsmåte for kommuner ved utarbeidelse av hydrogeologiske kart.

VIII LITTERATURLISTE

- Adams, J.A., A.S. Campbell, W.R. Keegan, R.J. McPherson & P.J. Fonkin, 1979. Nitrate and chloride in groundwater surface water and deep soil profiles of central Canterbury New Zealand. Prog. Wat. Tech. 11 (6): 351-360.
- Andersen, L.J. & Z. Haman, 1970. Nye metoder for prøvepumping af boringer og grundvandsreservoarer. Danmarks geologiske Undersøgelse III Række Nr. 38 København.
- Baier, J.H. & K.A. Rykbost, 1976. The Contribution of fertilizer in the ground water of Long Island. Ground Water 14 (6): 439-447.
- Bargel, T.H., 1983. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 2016 IV Elverum. M. 1:50 000.
- Bjørlykke, K.O., 1901. Om jordbunden i Solør. Tidsskrift for det norske landbrug. 604-613.
- Borgkonsult A/S, 1980. Generalplan Våler kommune. Hefte 1-2 + kartbilag.
- Bouma, J., 1977. Soil survey and the study of water in unsaturated soil. Simplified theory and some case studies. Soil survey papers no. 13. Soil survey Institute, Wageningen, The Netherlands.
- Brown, R.H., A.A. Konoplyantsev, J. Ineson & V.S. Kovalewsky, 1975. Ground-water studies. An international guide for research and practice. UNESCO. Paris.
- Davis, S.N. & R.J. M. De Wiest, 1966. Hydrogeology. John Wiley & Sons. Inc. New York - London - Sydney. 463 s.
- Det norske meteorologiske institutt (DNMI), 1982. Temperaturnormaler 1931-60. April 1982.
- Det norske meteorologiske institutt, 1983. Nedbørnormaler 1931-60. Oktober 1983.
- Det norske meteorologiske institutt, 1984. Nedbørsnormaler, fordampningsnormaler og vanddeficitnormaler for 1957-83 for målestasjon Flisa. Nedbør, fordampning og vanddeficitdata for 1982-83. Datautskrift fra DNMI, april 1984.

- Englund 1978. Hydrogeologi. Del 3: Hydrokjemi. Institutt
ologi. 90 s.
- Englund 1980. Generell hydrogeologi. Landbruksbokhandelen
. 136 s.
- Englund, 1983. Chemistry and flow patterns in some ground-
s of southeastern Norway. Nor. geol. Unders. 380:
34.
- Englund, E. Bjerkelund & K.F. Meyer, 1984. Nitrogen i
ann fra endel områder i sydøst Norge. 50 s.
utt for geologi, Norges landbrukshøgskole, upublisert.
- Ellings, 1976. Data based groundwater quality protection and
llance in Norway. I: Groundwater - Quality - Measure-
prediction and protection. Proc. of the Water Research
Conferense, Sept. 6-8.1976. Support paper c: 307-
niv. of Reading, Berk. England.
- Ensby, 72. Rapport fra Norges geologiske undersøkelse ved-
e utvidelse av grunnvannsforsyningen til Braskereid-
Våler kommune, Hedmark fylke. Rapport av 7.11.72
tlandskonsult A/S.
- Falck Mu, 1951. Glomløpet og dets revolusjonerende virkning.
n 1951: 523-539.
- Freeze, & J.A. Cherry, 1979. Groundwater. Prentice Hall,
Englewood Cliffs, New Jersey 07632. 604 s.
- Gaut, Aklemetsrud & E. Rohr Torp, 1981. Beskrivelse til
ssurskart "Grunnvann i løsavsetninger" - Blad 2016
erum. M 1:50 000. Meddelelser fra vannboringsarkivet.
lle rapporter nr. 31. Nor. geol. Unders.
- Goffengl983. Løsmassekart Braskereidfoss, CX064. M 1:10 000.
gisterinstituttet.
- Henning K.E., 1975. Elghornet fra Hov i Løten. Norsk Skog-
useum - Årbok nr. 7: 62-73.

- Henningsmoen, K.E., 1981. Two radiocarbon dated antlers of elk (Akesalces) from Løten, Hedmark, Norway.
- Holmsen, G., 1954. Oppland, beskrivelse til kvartargeologisk landgeneralkart. Nor. geol. Unders. nr. 187.
- Holmsen, G., 1965. Nyttbare sand og grusforekomster i syd Norge. Del 1. De geologiske betingelser for deres avsetning. Nor. geol. Unders. nr. 233.
- Holtedahl, O., 1960. Geology of Norway. Nor. geol. Unders. nr. 208.
- Holten, O.A., 1973. Våler i Solør - sikring av vannkilde. Brev fra Våler kommune til Statens Institutt for Folkehelse 17.1.
- Huisman, I.L., 1977. Utilization of groundwater. I: Groundwater Quality, Measurement, Prediction and Protection. Proc. of the Water Research Center Conference Sept. 6-8, : s. 33-59. Univ. of Reading, Berk. England.
- Hvatum, O.Ø., 1976. Kjemisk binding av stoffer i jord. I: Jord som resipient. Rapporter fra forskningsprogram for rensing av avløpsvann. NLH : 145-172.
- Jordregisterinstituttet, 1979. Braskereidfoss. Bonitetskart CWX063064-20. M 1:20 000.
- Klemetsrud, T., 1965. Vedrørende vannforsyning til Braskereidfoss. Brev fra Nor. geol. Unders. 2.9. til Våler kommune ved kommuneingeniøren.
- Klemetsrud, T., 1982: Grunnvannsanlegget på Braskereidfoss. Rapport nr. NGU/0-81100 16.12. Nor. geol. Unders.
- Knutsson, G. & C.O. Morfeldt, 1973. Vatten i jord och berg. Allmän hydrogeologi. Byggnadstekniska problem. Ingenjörsförlaget. 171 s.
- Knutsson, G. & T. Fagerlind, 1977. Grundvattentilgångar i Sverige. Sveriges geologiska undersökning. Rapporter och meddelanden nr. 9, 140 s.
- Kruseman, G.P. & N.A. de Ridder, 1970. Analysis and evaluation of pumping test data. International Institute for Landreclamation and Improvement. Bulletin 11, Wageningen, The Netherlands.

- Lundekvam, H., 1983. Husdyrgjødsel og avlaup frå driftsbygningar. Institutt for hydroteknikk, Norges landbrukshøgskole. Stensiltrykk nr. 1, 31 s.
- Matthess, G., 1973. Die Beschaffenheit des Grundwassers. Lehrbuch der hydrogeologie, Band 2. Gebrüder Borntraeger Berlin - Stuttgart. 324 s.
- Njøs, A. & T.E. Sveistrup, 1977. Kornstørrelsesgrupper i mineraljord. Jord og Myr nr. 2: 30-43.
- Norges geologiske Undersøkelse, 1981. Grunnvannsressurser. Problemer og muligheter med hovedvekt på drikkevannsforsyning. Nor. geol. Unders. Hydrogeologisk seksjon, Oslo, 86 s.
- Norges landbruksvitenskapelige forskningsråd (NLVF), 1978. Grunnvann i Norge. Forekomster, utnyttelse og beskyttelse. NLVF-utredning nr. 107. 110 s.
- Norges Vassdrags- og elektrisitetsvesen (NVE), 1923. Vassdragsnivellement L.NO 30 Glomma Bl. 12.
- Norges Vassdrags- og elektrisitetsvesen (NVE), 1983. Nye opplysninger om flommerker og fastmerker. Utskrift fra NVE's arkivmateriale.
- Pedersen, T.A., 1983. Nedbrytning av olje i jord. Forelesninger i Forurensning II (FM 2) ved Norges landbrukshøgskole.
- Reuch, H., 1917. Litt om Jutulhogget. Nor. geol. Unders. 79. 12 s.
- Rognerud, B., 1971. Infiltrasjon. I: Otnes, J. & E. Røstad, 1971. Hydrologi i praksis. Ingeniørforlaget.
- Scheffer, F. & P. Schachtschabel, 1982. Lehrbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart. 442 s.
- Sortdal, K.K., 1921. Jordbunden i Solørdalføret. Det kgl. Selsk. for Norges Vels jordbundsudvalg. Jordbundsbeskrivelse 18. 39 s.
- Statens Institutt for Folkehelse (SIFF), 1974. Sikring av vannkilde, Braskereidfoss. Brev fra SIFF til Våler kommune ved generalplanleggeren 15.2.

- Stumm, W. & J.J. Morgan, 1970. Aquatic Chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. 583 s. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Sørensen, R., 1979. Elvdal. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 2018 III M 1 : 50 000. Nor. geol. Unders. 246. 48 s.
- Theis, C.V., 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. Trans. Amer. Geophys. Union 16: 519-524.
- Tollan, A., 1977. Vann - en naturressurs. Universitetsforlaget, Oslo, Bergen, Tromsø. 107 s.
- Wellings, S.R. & J.P. Bell, 1980. Movement of water and nitrate in the unsaturated zone of upper chalk near Winchester, Hants., England. Journal of hydrology 48 (1/2): 119-136.
- Young, C.P., D.B. Oakes & W.B. Wilkinson, 1976. Prediction of future Nitrate Concentrations in groundwater. Ground Water 14 (6): 426-438.
- Øygarden, L., 1984. Grunnvann i Braskereidområdet. Hydrogeologiske undersøkelser av løsmassene i området ved Braseidfoss Vannverk. Hovedoppgave, Inst. f. geol., NLH. 131 s.

OVERSIKT OVER UTKOMNE RAPPORTER.

- Nr.1 Englund, J.O. (1975) Prøveforelesninger holdt for den filosofiske doktorgrad ved Universitetet i Oslo 1.11.74 46 s.
1. En oversikt over de viktigste senprekambriske og "Eokambriske" lagrekker i områdene rundt Nord-Atlanteren utenfor Skandinavia.
2. Noen trekk ved gråvakke sandsteiner og ved deres dannelsesmåte.
- Nr.2 Nystuen, J.P. (1975) Hovedtrekk av den tektoniske utviklingen i østre del av sparagmittområdet i Sør-Norge. 22 s.
- Nr.3 Haldorsen, S. (1976) Norwegian Moraines and Till Deposits. - A Bibliography. 21 s.
- Nr.4 Haldorsen, S. (1977) Nedknusning av bergartsfragmenter og mineralkorn ved bretransport. 18 s.
- Nr.5 Haldorsen, S. (1977) Morener, dannelse, klassifikasjon og egenskaper. 44 s.
- Nr.6 Rosenfeld, H.J. (1978) Israndavsetninger i området Vestby - Ski. 21 s.
- Nr.7 Haldorsen, S., Mangerud, J., Sejrup, B.P. og Sønstegaard, R. (1978) Lithologiske studier av Saale-, Eem- og Weichsel-sedimenter fra Fjøsanger, Bergen. 39 s.
- Nr.8 Nordisk Geokjemisk Symposium, NLH - Sem, 14.-16.februar 1979. Tema: Geokjemisk sammensetning av løsmasser og grunnvann.
- Nr.9 Årsmelding 1979. Institutt for Geologi, 1980. 13 s.
- Nr.10 Dahle, S. (1981) Ei hydrogeologisk undersøkning av Kjærnesområdet, Ås i Akershus. 35 s.
- Nr.11 Goffeng, G. (1981) Grunnforhold og grunnvannsforurensning ved Hornmoen avfallsplass, Elverum. 39 s.
- Nr.12 Årsmelding 1980. Institutt for Geologi, 1981.
- Nr.13 Røhr, P.K. (1981) Geologiske forhold ved lokalisering av avfallsfyllinger. 35 s.
- Nr.14 Goffeng, G., Sæbø, S. og Haugen, L.E. (1981) Disponering av avløpsvann på torvmark. Eksempler fra turistbedrifter på Norefjell og i Rauland. 43 s.

- Nr.15 Nystuen, J.P. (1981) Late Proterozoic basin evolution on the Baltoscandian craton: The Hedmark Group, southern Norway. 108 s.
- Nr.16 Årsmelding 1981. Institutt for Geologi, 1982.
- Nr.17 Sørensen, R. (1982) NORDQUA-Ekskursjon 1982. Preboreal-Boreal isavsmelting i Sørøst-Norge. Turbeskrivelse. 76 s.
- Nr.18 Englund, J.O. and Haldorsen, S. (1983). The Åstadalen catchment, southeastern Norway, geology and general hydrology, 42 s.
- Nr.19 Årsmelding 1982. Institutt for Geologi, 1983.
- Nr.20 Årsmelding 1983. Institutt for Geologi, 1984.
- Nr.21 Årsmelding 1984. Institutt for Geologi, 1985
- Nr.22 Nybakken, S.E. (1985) Sedimentologi og diagenese i glasimarine, marine og lakustrine leiravsetninger, Årungen, Sørøst-Norge. Dr.Scient.avhandling, 214 s.
- Nr.23 Englund, J.O., Bjerkelund, E. og Meyer, K.F. (1985). Nitrogen i grunnvann fra endel områder i Sydøst-Norge, 48 s.
- Nr.24 Årsmelding 1985. Institutt for Geologi, 1986.
- Nr.25 Deinboll Jenssen, P. (1986). Infiltration of wastewater in Norwegian soils. Some design criteria for wastewater infiltration systems. Dr. Scient. avhandling. 238 s.
- Nr.26 Årsmelding 1986. Institutt for Geologi, 1987.
- Nr.27 Øygarden, L., Haldorsen, S. og Klemetsrud, T. (1987). Grunnvann i Braskereidfoss, Våler kommune, Solør. Undersøkelse i forbindelse med grunnvannsanlegg. 84 s. Vedlegg: Goffeng, G. (1983). Løsmassekart Braskereidfoss 1: 10 000.

Serien avsluttes med dette nummer.

NORGES LANDBRUKSHØGSKOLE
INSTITUTT FOR GEOLOGI

Boks 21, 1432 Ås-NLH

AGRICULTURAL UNIVERSITY OF NORWAY
DEPARTMENT OF GEOLOGY
P.O. Box 21, N-1432 Ås-NLH, Norway

