

*SNSF-prosjektet*

**HYDROLOGI - VANNKVALITET**

**Av**

**Olav Grøterud**

**LANDBRUKSBOKHANDELEN**

**Ås-NLH 1976**

**ISBN 82-557-0043-9**





**HYDROLOGI - VANNKVALITET**

**Av**

**Olav Grøterud**

**LANDBRUKSBOKHANDELEN**

**Ås-NLH 1976**

**ISBN 82-557-0043-9**



### Europeisk vanddeklarasjon.

En europeisk vanddeklarasjon (water charter), utarbeidet av Euro-parådets komité for vern om natur og naturressurser, ble undertegnet i Strasbourg 6. mai 1968.

1. Der er intet liv uten vann. Det er en rikdom som er uunnværlig for all menneskelig virksomhet.
2. Ferskvannskildene er ikke uuttømmelige. Det er nødvendig å bevare, kontrollere og, når det er mulig, å øke dem.
3. A forurensede vann er å skade menneskene og andre levende vesener som er avhengige av vann.
4. Vannkvaliteten må holdes på et nivå som egner seg for det formål vannet skal brukes til og, særlig, må den oppfylle de krav som stilles av det offentlige helsevesen.
5. Når vann føres tilbake til den felles kilde, må det ikke skade den fremtidige offentlige eller private bruk som den felles kilde skal anvendes til.
6. Vedlikehold av tilstrekkelig vegetasjon, fortrinnsvis skoger, er nødvendig for å bevare vannressursene.
7. Vannressursene må kartlegges og beregnes.
8. En klok økonomisering med vannressursene må planlegges av angjeldende myndigheter.
9. Bevaring av vannressursene krever intensivt vitenskapelig forskning, opplæring av spesialister og offentlig informasjonstjeneste.
10. Vann er en felles arv hvis verdi må anerkjennes av alle. Alle har plikt til å bruke vann forsiktig og økonomisk.
11. Forvaltningen av vannressursene bør baseres på de naturlige nedslagsfelt og ikke på politiske og administrative grenser.
12. Vann kjenner ingen grenser; som en felles naturrikdom krever det internasjonalt samarbeide.

-----

Vand som rinder, vand som risler,  
vand om våren, vand om høsten ..

Vand i Norge, vand av renhet, -  
hvor en lægger seg og drikker,  
det er dét jeg tænker på.  
Kanskje regner det så sakte.  
Lyden siver ned i bækken,  
mellom bjerkene og lyngen.  
Kanskje ligger skodden grå.

(Bruddstykke fra "Vand" av Nordal Grieg)



	side
IV . Utløsing av humusstoffer . . . . .	59
V . Evapotranspirasjon . . . . .	59
E. Prosesser og forhold i innsjøer og elver . . . . .	60
I . Generelt . . . . .	60
II . Innsjøer . . . . .	60
III. Elver . . . . .	68
F. Suspendert materiale . . . . .	71
G. Skjematisk fremstilling av stoffenes kretsløp i vann . . . . .	72
H. Stoffbalansevurderinger . . . . .	72
I . Løste stoffer . . . . .	74
II . Suspenderte stoffer . . . . .	74
III. Eksempler på stofftransport fra Romeriksområ- et . . . . .	75
I. Vannets transittidfordeling . . . . .	75
<b>KORT BESKRIVELSE AV VANNETS SAMMENSETNING I DET HYDRO- LOGISKE KRETSLØP . . . . .</b>	<b>79</b>
A. Nedbør . . . . .	79
B. Overflatevann . . . . .	79
C. Sigevann . . . . .	81
D. Grunnvann . . . . .	81
E. Havvann . . . . .	81
F. Noen eksempler fra Norge . . . . .	84
<b>LITT OM VANNKVALITET OG MATERIALTRANSPORT I ULIKE TYPER NEDBØRFELT . . . . .</b>	<b>86</b>
A. Generelt . . . . .	86
B. Noen eksempler fra Norge . . . . .	86
I . Innsjøer på Romerike . . . . .	86
II . Innsjøer syd for Tyrifjorden . . . . .	88
III. Lierelva . . . . .	91
<b>LITT OM FORURENSNING AV VASSDRAG . . . . .</b>	<b>98</b>
<b>LITTERATUR . . . . .</b>	<b>100</b>



## GRUNNLEGGENDE HYDROFYSIKK.

I omtalen av vann er det viktig å skille mellom absolutt rent vann og naturlig vann som har større eller mindre innhold av oppløste stoffer. Vann er, som vi skal se, et eiendommelig stoff.

### A. Vannets struktur og noen fysiske egenskaper.

Absolutt rent vann har formelen  $H_2O$  og er et såkalt polart molekyl med hydrogenatomene plassert 0,90 Å fra oksygenkjernen og skilt fra hverandre ved en vinkel på  $105^\circ$ .

#### Dipolmoment.

Vannmolekylets bygning gjør at det i et elektrisk felt har en sterk tendens til å orientere seg med den positive delen i retning mot den negative elektrode og den negative delen mot den positive elektrode. Styrken av denne tilbøyeligheten betegnes som dipolmoment og avhenger av hvor mye ladningene er adskilt innenfor et molekyl. I vannmolekylet er adskillelsen markert, og vi sier at vann har et uvanlig stort dipolmoment. Ved å orientere seg på denne måten virker vannmolekylene til å nøytralisere et elektrisk felt.

#### Hydrogenbindinger.

Vannmolekylene dipolmoment alene er ikke nok til å forklare vannets bemerkelsesverdige egenskaper. Vi må innføre hydrogenbindingen, en binding mellom vannmolekylene som forener dem i en sjelden tett og kontinuerlig struktur. Bindingen er av elektrostatiske natur. Vannmolekylene to hydrogenatomer som deler sine elektroner med oksygenatomet blottstiller kjernene, slik at hver av de blottstilte kjernene (protonene) utøver en tiltrekning på hvert elektronpar med negativ overskuddsladning. Da oksygenatomene har to slike elektronpar, kan hvert vannmolekyl danne fire hydrogenbindinger. Nå har to dipolmolekyler som opererer hver for seg, meget mindre evne til å nøytralisere et elektrisk felt enn de to molekylene har hvis de er bundet til hverandre. I dette tilfelle blir dipolmomentet fordoblet, det vil si at vann har et dobbelt så stort dipolmoment som molekylstrukturen tilsier (molekylstrukturen tilsier alene et stort dipolmoment).



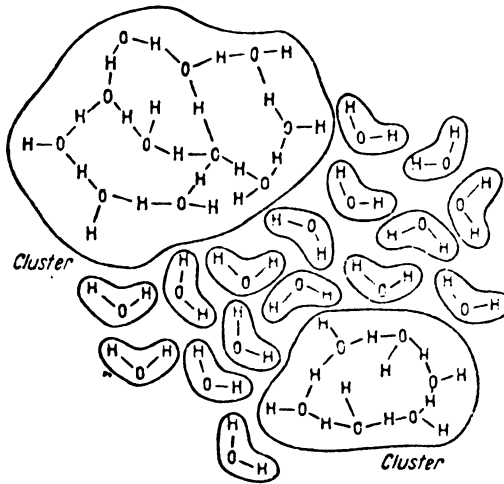
### Aggregater og isstruktur.

Hydrogenbindingen er årsaken til at vann ikke består av bare frie vannmolekyler. Vannmolekylene er bundet sammen i større eller mindre aggregater, avhengig av temperaturen, med enkeltmolekyler i mellomrommene. Dette er vist på fig. 1. Øverst på figuren ser vi antall vannmolekyler pr. aggregat ved forskjellig temperatur. Aggregatenes størrelse avtar med stigende temperatur. Ved 0°C er det gjennomsnittlig 64.96 vannmolekyler pr. aggregat i flytende fase. Ved frysing kan vi si at alle vannmolekylene samles i ett aggregat, det dannes et isgitter med hexagonal tetraederstruktur, hvor oksygenatomene er plassert i centrum av tetraedret og hydrogenatomene ved de fire hjørerne. Dette er vist i fig. 2.

### "Lett" og "tungt" vann.

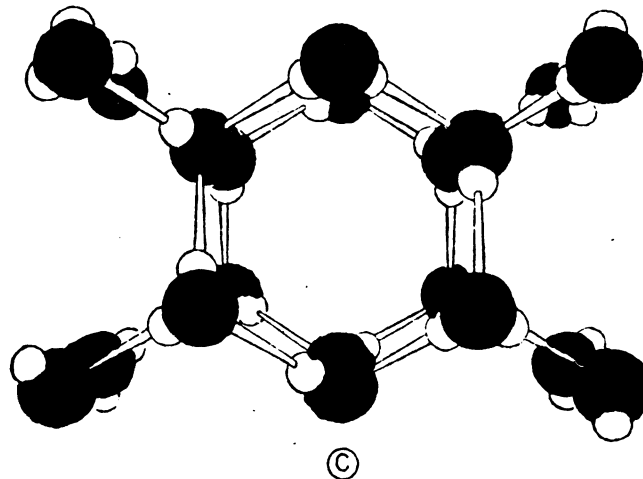
Vanlig rent vann er en blanding av H<sub>2</sub>O-molekyler og andre tyngre molekyler. Disse tyngre molekylene er sammensatt av forskjellige isotoper av hydrogen og oksygen. Fig. 3 gir en oversikt over de mulige molekyltyper og ioner. Tabell 1 viser fordelingen av forskjellige typer molekyler i naturlig vann. Det er først og fremst H<sub>2</sub>O<sup>16</sup>, H<sub>2</sub>O<sup>18</sup>, H<sub>2</sub>O<sup>17</sup> og HDO<sup>16</sup> som betyr noe i mengde.

Temp. °C	0	10	20	30	40	50	100
Anzahl H <sub>2</sub> O/Cl.	64,96	49,25	38,37	30,34	24,29	19,84	11,70



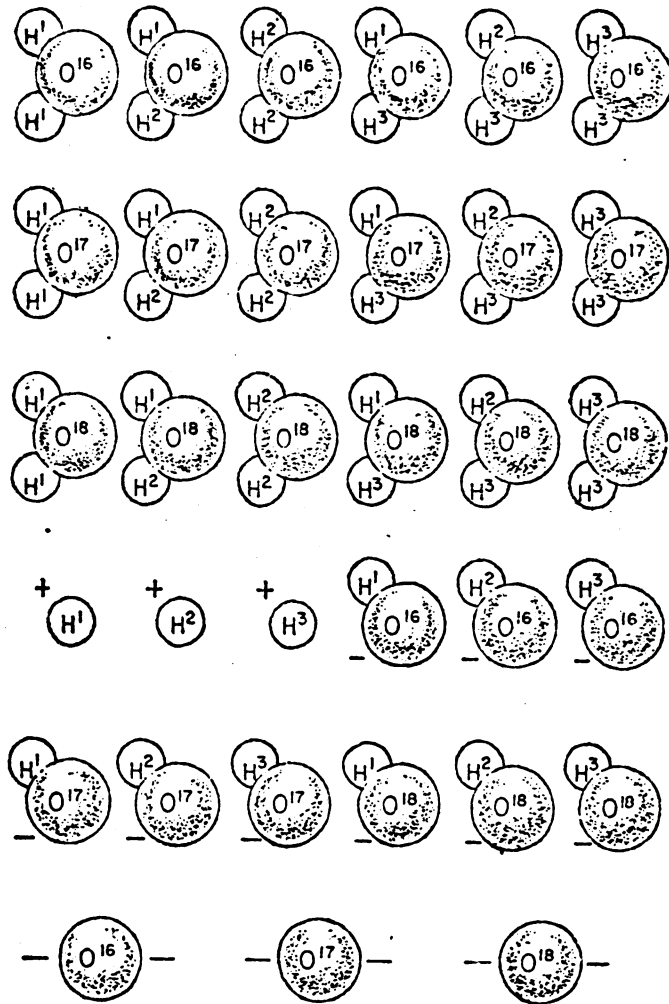
Cluster von Wassermolekülen, 7 Zwischenräume mit einzelnen Wassermolekülen ausgefüllt (nach NEMETHY und SCHERAGA 1962)

Fig. 1 (Schwoerbel 1971).



Iskrystallen er en tetraederstruktur av denne formen. De store, skyggelagte kulene representerer oksygen, de små hvite hydrogen.

Fig. 2. (Davis og Day 1965).



Rent vann viser seg ved nærmere analyse å være en høyst komplisert forbindelse. Det er en blanding av isotoper og ioner som kan kombineres til 33 forskjellige substanser. De 18 isotoper er vist i de tre øverste rekkene på tegningen, de 15 slags ioner i de tre nederste.

Fig. 3. (Davis og Day 1965).

*Approximate distribution of various kinds of molecules in natural water*

Molecule	Mole Per Cent
$H_2O^{16}$	99.745
$H_2O^{18}$	0.198
$H_2O^{17}$	0.042
$HDO^{16}$	0.015
$HDO^{18}$	0.000,029
$HDO^{17}$	0.000,006
$D_2O^{16}$	0.000,002
$D_2O^{18}$	0.000,000,004
$D_2O^{17}$	0.000,000,000,8

Tabell 1. (Hutchinson 1957).



### Generelt om fysiske egenskaper.

Mellom alle molekyler eksisterer det en svak tiltrekning når molekylene er meget tett sammen. Denne intermolekulære kraften, som kalles van der Waals kraft, skriver seg fra det forhold at den gjensidige tiltrekning mellom et molekyls kjerne og et annet molekyls elektroner er litt større enn den gjensidige frastøtende kraften mellom deres respektive elektroner og kjerner. Som en generell regel vil tunge molekyler tiltrekke hverandre sterkere enn lette, og det betyr at stoffets kokepunkt stiger med molekylvekten. Bruker vi denne regelen på vann, skulle frysepunktet bli omtrent  $-100^{\circ}\text{C}$  og kokepunktet omkring  $-80^{\circ}\text{C}$ , se fig. 4. Det faktum at de respektive temperaturer i virkeligheten er  $0^{\circ}\text{C}$  og  $100^{\circ}\text{C}$  er et bevis på at det må være en annen og sterkere kraft enn van der Waals-kraften som virker til å binde  $\text{H}_2\text{O}$ -molekylene sammen. Denne andre kraften er da den tidligere omtalte hydrogenbindingen.

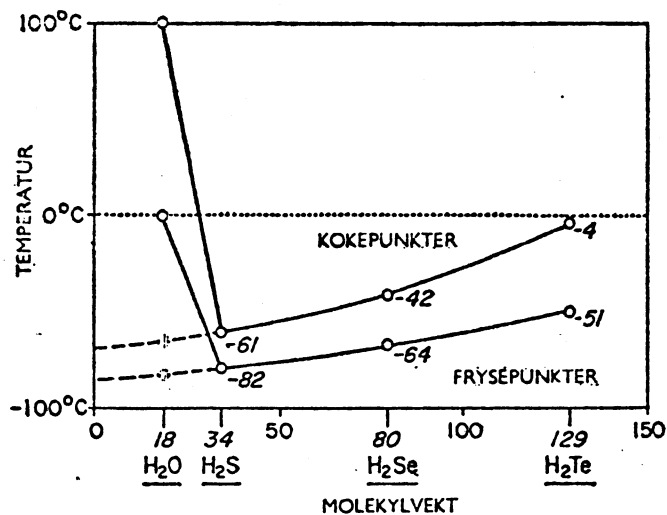
### Vannets varmeegenskaper.

Hydrogenbindingene forklarer også vannets unormalt høye smelte- og fordampningsvarme og spesifikke varme. Det er beregnet at den totale energi i hydrogenbindingene i et eneste mol (18 g) vann er 6000 kalorier.

Vann har større spesifikk varme enn både bergarter og luft. Det kan nevnes at luft har en spesifikk varme ved  $20^{\circ}\text{C}$  og 1 atm. på 0,24 cal/grad og gram, det vil si omtrent 1/4 av verdien for vann.

Vann har en meget lav varmeledningsevne. Sammenlignet med luft, er likevel varmeledningsevne stor (omtrent 24 ganger større).

I tabell 2 er noen av vannets fysiske egenskaper sammenstilt med noen andre kjente stoffer.



Vannets uvanlige egenskaper kan ikke illustreres bedre enn på dette diagrammet. Den øverste kurven forbinder kokepunktene for vann og tre andre hydrogenforbindelser med lignende molekylstruktur. Den nederste kurven forbinder frysepunktene. Når vi følger kurvene fra høyre til venstre, og ser hvor jevne de er for tellur, selen og svovelforbindelser, kunne vi vente at de skulle fortsette langs de prikkede linjene når de kommer til vann, H<sub>2</sub>O. I stedet går kurven for frysepunktene plutselig opp fra de ventede  $\div 95^\circ$  eller der omkring, til  $0^\circ$ , og kurven for kokepunktene fra omkring  $\div 80^\circ$  som vi kunne ventet, og til  $100^\circ$ !

Fig. 4. (Davis og Day 1965).

	Normalt smeltepunkt	Smeltevarme	Normalt kokepunkt	Fordampningsvarme	Spesifikkvarme
Aceton	- 95	23,4	56,5	124,5	0,506
Alkohol (etyl)	-117,3	24,9	78,5	204	0,535
Benzen	5,51	30,3	80,09	94,3	0,389
Karbondetraklorid	- 22,8	4,16	76,8	46,4	0,198
Kvikksølv	- 38,87	2,82	356,58	70,6	0,03346
Svovelsyre	- 10,49	24,0	330	122,1	0,270
Terpentin	—	—	159	68,6	0,411
Vann	0	79,71	100	539,55	1,007

Vannets fysiske egenskaper er i denne tabellen sammenstilt med andre stoffers, og det støtter vår påstand om at vannet er et uvanlig stoff. Legg merke til den høye smelte- og fordampningsvarme og den høye spesifikke varme.

Tabell 2. (Davis og Day 1965).

### Tetthet.

Vannet i naturen har sin tetthet bestemt av temperaturen, trykket og mengden oppløste stoffer (saliniteten). Dette framgår av fig. 5, tabell 3 og 4.

Når det gjelder temperaturens betydning for vannets tetthet, er det verdt å merke seg at en temperatursenkning fra 25 til 24°C forårsaker ca. 30 ganger større tetthetsøkning enn en temperatursenkning fra 5 til 4°C, se fig. 5. Fig. 5 viser også at vannets maksimale tetthet er ved ca. 4°C (ved 1 atm. trykk) og at isens tetthet er en god del mindre enn det flytende vannet.

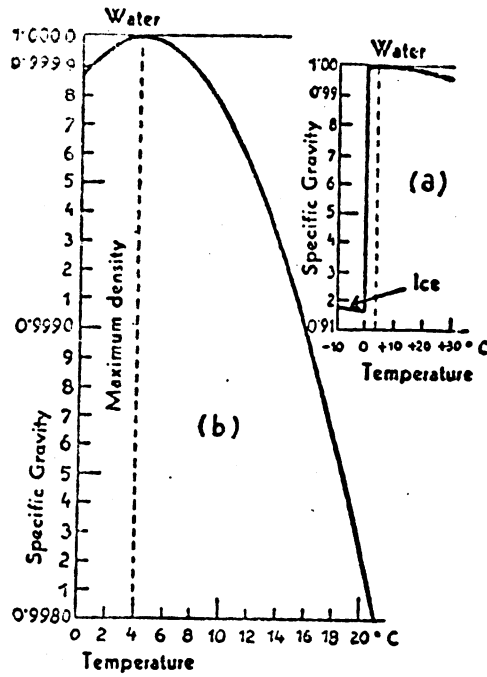
Hydrogenbindingen er forklaringen på vannets maksimale tetthet og at is flyter. Det som skjer er at vannets tetthet øker når temperaturen synker, inntil ca. 4°C hvor innflytelsen fra hydrogenbindingene (hydrogenbindingene utvider vannet) er like sterk som tendensen til sammentrekning på grunn av vannmolekylenes reduserte bevegelse. Ved dette punktet begynner molekylene å ordne seg langs hydrogenbindingenes retningslinjer og lar det bli åpninger mellom disse linjene. Slik utvider vannet seg (tettheten blir mindre) til det ved 0°C krystalliserer i en struktur som er meget åpen (se fig. 2).

Betydningen av mengden oppløste stoffer og temperaturen for vannets tetthet kan illustreres ved følgende tall: En temp.-differens på 0.1°C i intervallet 3-5°C tilsvarer en konsentrasjonsdifferens på ca. 1.2 mg/l eller en spesifikk ledningsevne ( $x_{18}$ ) på ca. 1.5  $\mu\text{S/cm}$ . En temp.-differens på 0.1°C i intervallet 18-20°C tilsvarer en konsentrasjonsdifferens på ca. 24 mg/l eller en spesifikk ledningsevne på ca. 20  $\mu\text{S/cm}$ . Disse tall er fremkommet ved å bruke tabell 4 og fig. 5 og at den spesifikke ledningsevne ( $x_{18}$ ) er et mål for saltkonsentrasjonen ved å multiplisere med 0.8.

### Forandring av temperaturen for maksimal tetthet.

Temperaturen for vannets maksimale tetthet er en funksjon av saliniteten og trykket. Dette framgår av fig. 6 og tabell 5. Fig. 6 viser at ved en salinitet på ca. 25 o/oo og oppover ligger temperaturen for maksimal tetthet under frysepunktet (tetthetslinjen ligger under linjen for frysepunktet), det vil si at is av





(a) The dependence of the specific gravity of water and ice on temperature. (b) Section of the curve between 0° and 20°C. with the specific gravity scale magnified 20 times and the temperature scale 5 times.

Fig. 5. (Ruttner 1963).

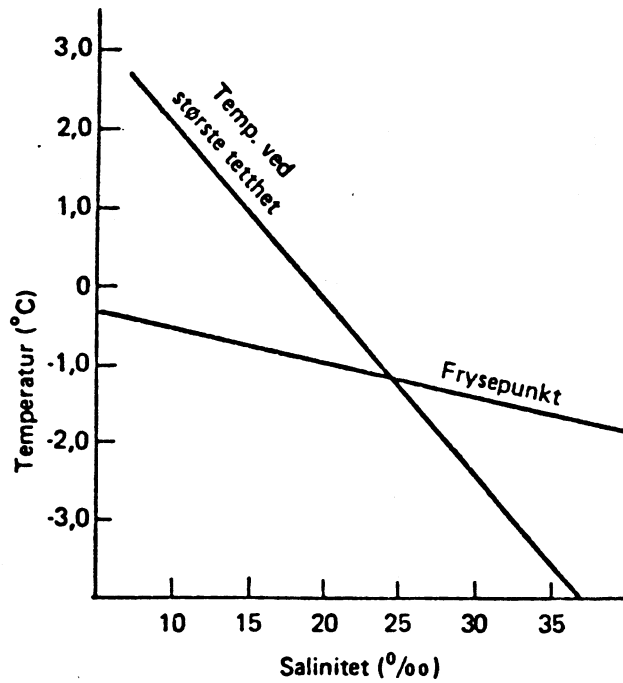
*Density of water as a function of depth*

Temperature, °C.	Density at Depths of					
	0 m.	250 m.	500 m.	1000 m.	1500 m.	2000 m.
0	0.9998	1.0009	1.0020	1.0042	1.0063	1.0084
10	0.9995	1.0006	1.0017	1.0037	1.0058	1.0080
20	0.9980	0.9991	1.0002	1.0023	1.0043	1.0064
30	0.9955	0.9966	0.9977	0.9998	1.0018	1.0040

Tabell 3. (Hutchinson 1957).

Salzgehalt in ‰	Volumengewicht g/ml (4° C)
0	1,00000
1	1,00085
2	1,00169
3	1,00251
10	1,00818
35 (Meerwasser)	1,02822

Tabell 4. (Schwoerbel 1971).



Temperatur ved største tetthet og frysepunkt som funksjon av saliniteten.

Fig. 6. (Carlsen m.fl., red. 1972).

*Temperature of maximum density as a function of pressure of depth*

Pressure		Temperature, °C. per	
Kg. cm. <sup>-2</sup>	Meters	°C.	100 m.
1	0	3.94	0.12
11	100	3.82	0.11
21	200	3.71	0.11
31	300	3.60	0.11
41	400	3.49	0.10
51	500	3.39	0.10
61	600	3.29	0.09
101	1000	2.91	0.08
171	1700	2.32	

Tabell 5. (Hutchinson 1957).

saltvann skulle synke. Men nå fryser mesteparten av saltet ut, slik at isen blir ferskere enn vannet og av den grunn flyter. Tabell 5 viser at ved fullsirkulasjon i en innsjø med dyp på 500 m, vil temperaturen være ca.  $3.40^{\circ}\text{C}$  ved bunnen når overflaten har en temperatur på  $3.94^{\circ}\text{C}$ .

#### Viskositet.

Med viskositet menes den motstand som vannet gjør mot å flyte fritt eller annen formforandring. Viskositet kan også oversettes med indre friksjon eller mer populært med seighet. Vannets viskositet er stor tatt i betraktning  $\text{H}_2\text{O}$ -molekylets lave vekt, men dette skyldes, som så mange ganger påpekt i andre sammenhenger, vannets hydrogenbindinger.

Det naturlige vannets viskositet er bestemt av temperaturen og mengden oppløste stoffer (salter). I ferskvann betyr mengden av oppløste stoffer lite. I havvann betyr dette noe mer, men det er først og fremst, på samme måten som i ferskvann, temperaturen som har noen virkning på viskositeten. Det er verdt å merke seg at viskositeten ved  $25^{\circ}\text{C}$  er bare halvparten av verdien ved  $0^{\circ}\text{C}$ .

#### Vannets dielektrisitetskonstant og oppløselighetsevne.

Den store dielektrisitetskonstanten er betinget av vannmolekylets store dipolmoment og vannets hydrogenbindinger. Hvis vi setter dielektrisitetskonstanten i vakum lik 1, så er vannets dielektrisitetskonstant lik 80. Det vil si at to elektriske ladninger vil tiltrekke eller frastøte hverandre med bare  $1/80$  så stor kraft i vann som i vakum. Dette forklarer for en del vannets merkelige evne til å oppløse stoffer, særlig stoffer hvis molekyler hovedsakelig holdes sammen ved ionebinding eller stoffer som tar i mot vannets hydrogenbindinger.



## B. Optikk.

### I. Vannets farge.

En vannansamling i naturen har sin farge bestemt av følgende faktorer:

1. Vanntypens egentlige farge.
  - a) vannets egenfarge
  - b) påvirkning av løste stoffer
  - c) påvirkning av suspenderte stoffer
2. Refleksjon fra sollyset (direkte og indirekte)
3. Refleksjon fra bunnen (hvis dypet er mindre enn siktbarheten)

### Vanntypens egentlige farge.

Vannets egenfarge: Det rene vannets farge er bestemt av lysets absorpsjon og spredning. Absorpsjon er vannmolekylernes omforming av strålingsenergi til varme. Spredning (scattering) er vannmolekylernes resonans (svinge med omtrent samme frekvens) med innstrålingen, det vil si at vannmolekylernes svingning blir forsterket av den bølgelengde som svinger med omtrent samme frekvens.

Ved absorpsjon og spredning svekkes lyset. Denne svekkelsen kalles ekstinksjonen (E), og angis som regel i % av det innfallende lyset. Vannets ekstinksjon er forskjellig for ulike bølgelengder, selektiv ekstinksjon. For rent vann er ekstinksjonen minst innenfor den kortbølgete delen av det synlige spektrum. Derfor har vann med en økende sjiktykkelse en økende blågrønn til blå egenfarge.

I gjennomfallende lys er fargen hovedsakelig bestemt av absorpsjonen, men i påfallende lys får spredningen økende betydning. Spredningens intensitet er omvendt proporsjonal med fjerde potens av bølgelengden. Lys med bølgelengde 4000 Å får en spredning mot vannmolekyler som er 9-10 ganger sterkere enn lys med bølgelengde 7000 Å. Hvitt lys frembringer derfor et blått eller blåaktig spredningslys i rent vann. Som et annet eksempel kan nevnes atmosfærens blå farge. Atmosfæren sprer det blå lysets bølgelengder mest. Denne selektive spredningen vil forsterkes hvis det foregår en gjentakelse (sekundær, tertiær o.s.v.) av spredningen. Dette er sikkert tilfelle i

meget klart vann.

Påvirkning av løste stoffer: Med unntagelse av jern- og manganforbindelser, er de uorganiske stoffene som forekommer i naturlig vann ufargede. De påvirker derfor ikke vanntypens egentlige farge.

Når det gjelder de organiske forbindelsene, først og fremst humusstoffene, er situasjonen en annen. Disse er brunfargede og absorberer kortbølget lys mer enn langbølget. En vanntype som inneholder humusstoffer har derfor en ekstinksjonskurve som er noe forskjellig for ekstinksjonskurven for rent vann. Det vil si at det humusholdige vannet har sin ekstinksjon forskjøvet mot blått (det rene vannet har minst ekstinksjon i den blå delen av spekteret). Vanntypens egentlige farge blir med små humusmengder grønnaktig, og jo mer humusinnholdet øker jo mer absorberes det kortbølgete lyset og desto brunere blir vannet. De mest myrpåvirkede vanntyper kan ha farge som konjakk.

Påvirkning av suspenderte stoffer: Ufargede suspenderte partikler synes å spre lyset mindre selektivt enn vannmolekylene. Det skulle bety at vanntypens egentlige farge bare blir noe fortynnet. Imidlertid kan en turbid vanntype være mer grønn enn blå (f.eks. en isbrepåvirket innsjø). Dette fenomen mener Rodhe (1951-52) antakelig er forårsaket av en avkoring av veilengden for det tilbakekastede lyset, slik at den selektive spredningen minker i forhold til absorpsjonen. Denne teorien er noe usannsynlig. Kjensmo (1972), f.eks., mener at det grønne lyset er forårsaket av isbreslammetts selektive spredning.

Fargede partikler, spesielt plantonalgene, har betydning for vanntypens egentlige farge. Det finnes ulike fargepigmenter hos vannorganismene som kan absorberes omtrent hele spekteret innenfor den synlige delen.

#### Refleksjon fra sollyset.

Refleksjonens betydning for det totale fargeinntrykket er betinget av vinkelen som vannoverflaten blir betraktet fra og av de rådende belysnings- og værforhold.

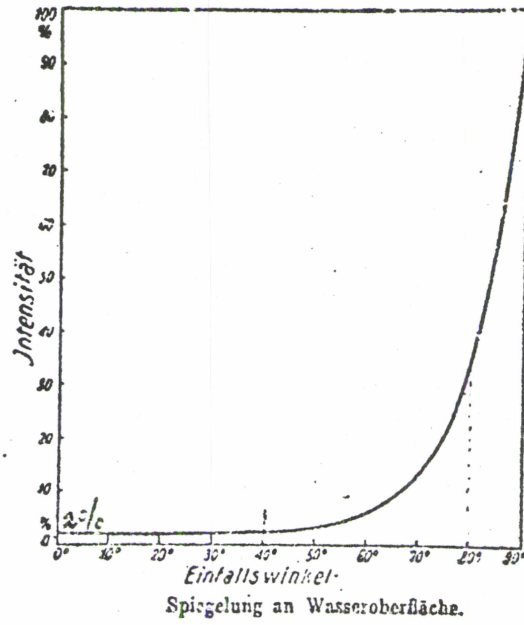
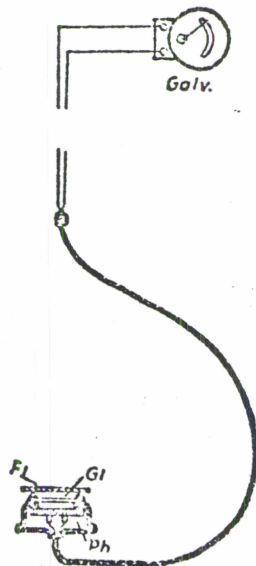


Fig. 7. (Rodhe 1951-52).



Apparatus for measuring radiation under water. *Ph*, photocell; *Gl*, glass cover; *Fl*, colour filter. From Eckel (1935), diagrammatic.

Fig. 8. (Ruttner 1963).



Refleksjonsvinklens betydning for relleksjonen fremgår av fig. 7. Ved innfallsvinkler opp til ca.  $40^{\circ}$  reflekteres omtrent 2% av det innfallende lyset. Fra  $40^{\circ}$  og oppover mot  $90^{\circ}$  øker det reflekterte lysets prosent hurtig.

## II. Vannets klarhet.

### Måling.

Vannets klarhet er betinget av vannets farge og turbiditet, det vil si mengden av oppløste humusstoffer og suspenderte partikler. Vannets klarhet kan måles som styrken av lyset i et bestemt dyp ved hjelp av en fotocelle (se fig. 8). Denne målingen er også et mål på lysets ekstinksjon. En annen, mer subjektiv, måte å måle vannets klarhet på i naturlig vann er å bestemme siktedypet. Siktedypet kan bestemmes ved hjelp av en hvit skive (Secchi-skive). Dypet hvor skiven blir usynlig defineres som siktedypet. Skiven forsvinner ut av syne når differensen mellom skivens lysutsendelse ( $L_s$ ) og vannets lysutsendelse ( $L_v$ ) er nådd en nedre grensen. Matematisk uttrykt kan dette skrives:

$$L_s - L_v = L_v/K$$

Grensen uttrykkes som en brøkdel av vannets lysutsendelse. Teoretisk (etter Helmholtz og Weber-Fechner's lov) er K lik 133, men i virkeligheten forsvinner skiven når K er tilnærmet lik 50 eller mindre. Dette skyldes at formelen ikke tar hensyn til skivekonturens utvisking på grunn av suspensjoner i det naturlige vannet. Formelen skulle også være uavhengig av det innfallende lysets intensitet. Men dette er heller ikke helt tilfelle, fordi øyets følsomhet er avhengig av lysintensiteten (siktedypet avtar mot kvelden).

### Beregning.

Teoretisk kan vannets klarhet beregnes som lysekstinksjonen i vannet. Lysekstinksjonen kan beregnes ved hjelp av Lambert's lov:

$$I_1 = I_0 \cdot e^{-kl}$$

Denne lov gjelder strengt for monokromatisk lys, men den kan likevel tilnærmet brukes for ikke-monokromatisk lys.  $I_1$  er lyset på dypet  $l$ ,  $I_0$  er det innfallende lysets styrke,  $l$  er dypet (lengden) og  $k$  er ekstinksjonskoeffisienten.

$k$  kan bestemmes eksperimentelt, og den omfatter både absorpsjon og spredning.

$k$  for naturlig vann tenkes sammensatt av flere ekstinksjonskoeffisienter, slik:

$$k = k_v + k_l + k_s$$

$k_v$  står det det rene vann,  $k_l$  for løste stoffer og  $k_s$  for suspenderte stoffer. Verdien for  $k_v$  er bestemt en gang for alle. Når det gjelder  $k_l$ , er det først og fremst løste humusforbindelser som bestemmer verdien. For  $k_s$  kan alle typer partikler ha betydning.

Lysstyrken på de ulike dypene i en vanntype kan beregnes ifølge Lambert's lov etter denne ligningen:

$$\log I = \log 93 - 0.4343 \cdot k \cdot l$$

Her er lysstyrken over vannflaten satt til 100% og refleksjonen er gjennomsnittlig satt til 7% (middelvei ved våre breddegrader).

### C. Mekanikk.

#### I. Strømmer.

##### Tetthetsstrømmer.

Det er to typer tetthetsstrømmer, termiske og kjemiske. Termiske tetthetsstrømmer oppstår ved at ovenforliggende vann oppvarmes eller avkjøles mot temperaturen for maksimal tetthet slik at dette blir tyngre og synker nedover. Kjemiske tetthetsstrømmer oppstår ved at ovenforliggende vann får et høyere innhold av oppløste eller suspenderte stoffer og av den grunn blir tyngre og synker nedover.

### Vindstrømmer.

Disse strømmene settes i gang av vinden. Vinden skyver vannmassene bortover, og som kompensasjon for disse vannmassene kommer det nytt vann nedenifra. Fig. 9 viser dette i et par situasjonsbilder fra Mjøsa. Vindens bevegelse av vannet er, som all bevegelse på jordoverflaten, påvirket av jordrotasjonens avbøyende kraft (Coriolis kraft). Dette betyr at på den nordlige halvkule vil vannet avbøyes mot høyre slik at vannbevegelsen går omtrent  $45^{\circ}$  til høyre for vindretningen. Dette vil først og fremst gjelde de store innsjøene og havene. Teoretisk vil vinstrømmene ha retning og hastighet fordelt nedover i dypet etter "Ekmans spiral." Det vil si at retningene følger en spiral med avtagende hastighet nedover i dypet. Dette er vist på fig. 10, 11 og 12.

### Nivåstrømmer.

Disse strømmene er forårsaket av tyngdekraften. Det vil si at en nivåforskjell betinger gradienten som setter vannet i bevegelse for å utjevne denne nivåforskjellen. I havene er denne gradienten eller nivåforskjellen betinget av fordelingen av saltholdigheten og temperaturen. På fig. 13 ser vi et noe høyere nivå til høyre i forhold til venstre side. Det betyr at vannet vil renne mot venstre, men på grunn av jordrotasjonen vil bevegelsen bli rett inn i figuren.

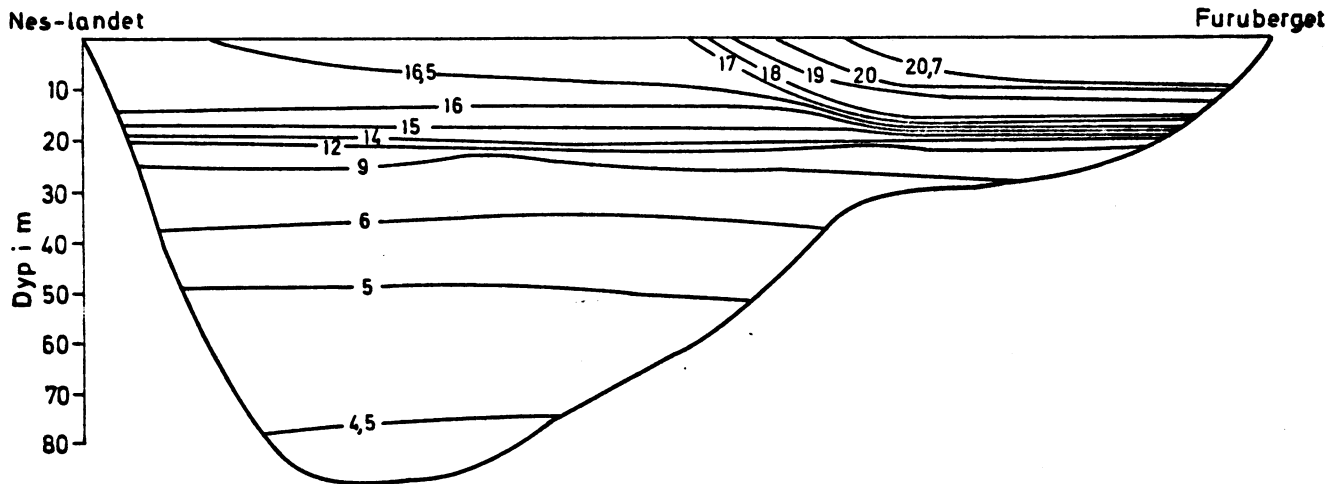
I elver er hastigheten bestemt av gradienten og tverrsnittet. Dette fremgår av tabell 6. Forklaringen ligger i Mannings formel:  
$$V = R^{2/3} \cdot S^{1/2} \cdot M.$$
 ( $R = \frac{A}{P}$  = hydraulisk radius hvor A er tverrsnittsareal og p er den våte perimenter, S = fallet, M = Mannings koeffisient).

### Komplekse strømmer.

Vi kan skille mellom permanente og tilfeldige strømmer. De permanente komplekse strømmer er først og fremst de som oppstår ved strømmende vann inn i stillestående vann, for eksempel elveinnløp i innsjøer. Disse strømmene forårsaker sjiktninger av ulike komponenter i innsjøene. Dette fremgår av fig. 14. Dyrenes bevegelse i vannet må også sies å forårsake relativt permanente strømmer (små). De tilfeldige komplekse strømmene kan oppstå ved en eller annen

Situasjonsbilde av temperaturen i et tverrsnitt av Furnesfjorden 11. august 1972

Vindforhold : Lett bris, syd-sydvest



Situasjonsbilde av overflatetemperaturen i Mjøsa (Furnesfjorden-Minnesund) 9.aug.1972

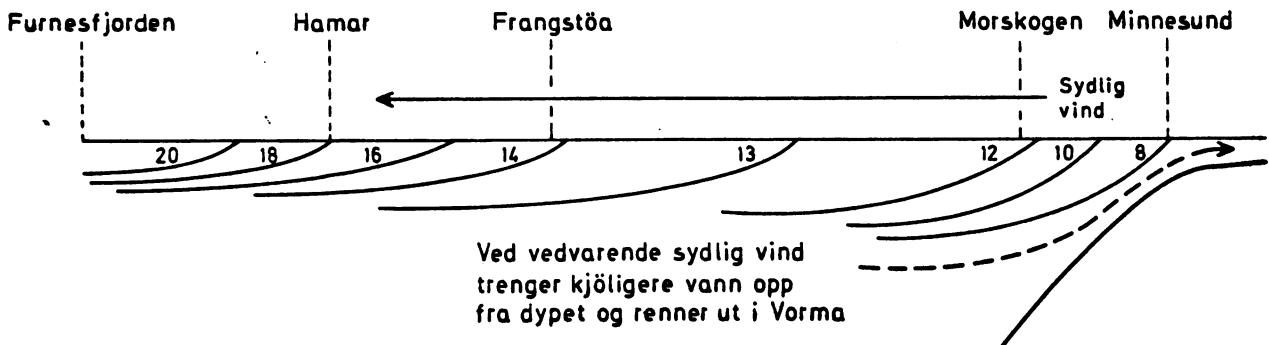
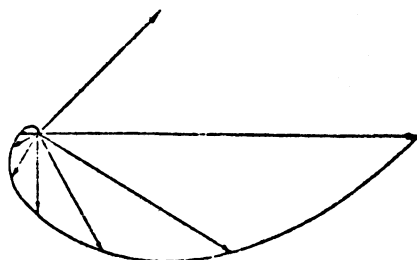
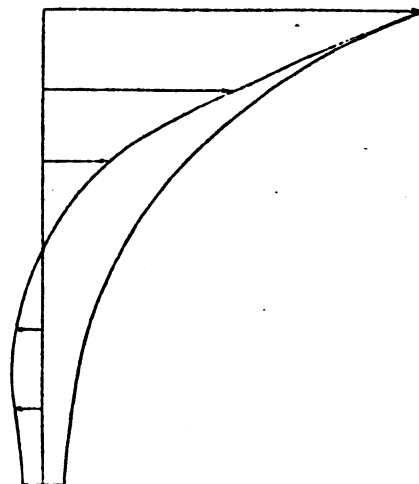


Fig. 9. (NIVA 1973).



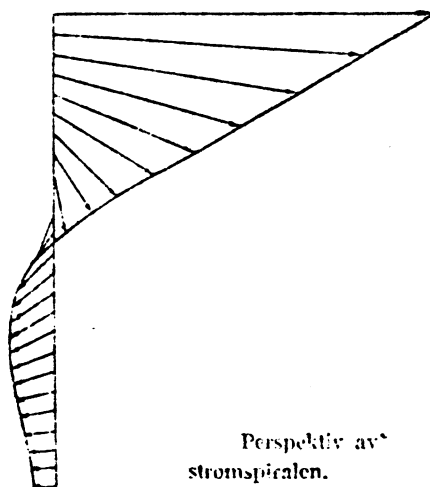
Horisontalprojeksjon av  
strømspiralen.

Fig. 10. (Werenskiold 1948).



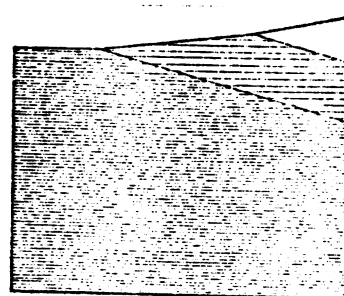
Projeksjon på et vertikallplan  
gjennom strømretningen i overflaten, og  
den absolutte størrelse av hastigheten.

Fig. 11. (Werenskiold 1948).



Perspektiv av  
strømspiralen.

Fig. 12. (Werenskiold 1948).



Skjematisk fremstilling  
av fordelingen av vannet ved  
Norges eller Spitzbergens vest-  
kyst. Innerst og øverst: kystvann;  
derunder: salt og varmt Golfstrøm-  
vann, og underst: salt og kaldt  
havvann like til botns.

Fig. 13. (Werenskiold 1948).



hendelse i vannansamlingen. F.eks. ras, jordskjelv, bading o.s.v.

### Tidevannsstrømmer.

Behandlingen av disse strømmene hører inn under oseanografien, men de nevnes iallfall da de påvirker fjorder og elveutløp.

Fig. 15 viser noen eksempler på strømtyper i fjorder og kystnære områder. Disse gir en god forståelse av strømmeknikken i naturlig vann.

### II. Laminære - turbulente strømmer og hvirveldiffusjon.

Strømmer i væsker kan være laminære (ordnede) eller turbulente (uordnede). Betingelsene for at en strøk kan være laminær eller turbulent er gitt ved følgende relasjon:

$$R_e = d \cdot v \cdot A / u$$

$d$  = vannets tetthet

$v$  = hastigheten

$A$  = arealet av strømmens tverrsnitt

$u$  = vannets viskositet

$R_e$  = Reynolds tall

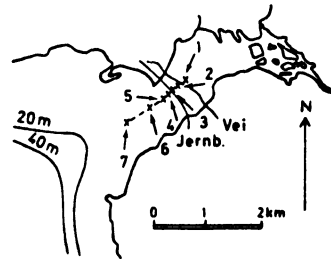
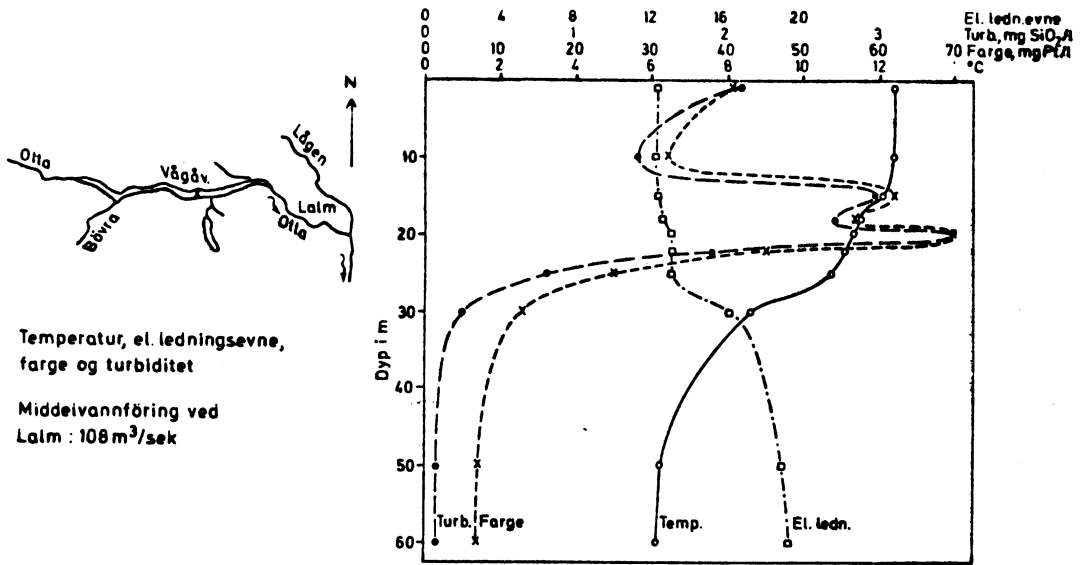
Denne relasjonen forutsetter helt jevn bunn og sider. Derfor vil de naturlige strømmene også være betinget av undergrunnens ruhet. Det vil si:

$$R_e = R \cdot d \cdot v \cdot A / u$$

$R$  = undergrunnens ruhet

Relasjonen viser blant annet at når hastigheten når en viss verdi vil strømmene gå over fra laminære til turbulente. Som eksempel kan nevnes at vann med en hastighet av 18 cm/sek. og et tverrsnitt på  $\Pi \text{cm}^2$  er på grensen til å bli turbulent. Med et tverrsnitt på  $\Pi \text{m}^2$  er grensehastigheten mindre enn 2 mm/sek. Disse eksemplene viser at de fleste naturlige vannstrømmer er turbulente.

Vågåvatn 20. aug. 1970



Akersvika 29/9 - 1970

Elektrolytisk ledningsevne,  $\mu\text{S/cm}$   
Situasjonsbilde

Værforhold: Stille, pent vær, sol  
Temperatur i tilløpselvene: 7 °C  
Temperatur i Mjøsa: 10 °C

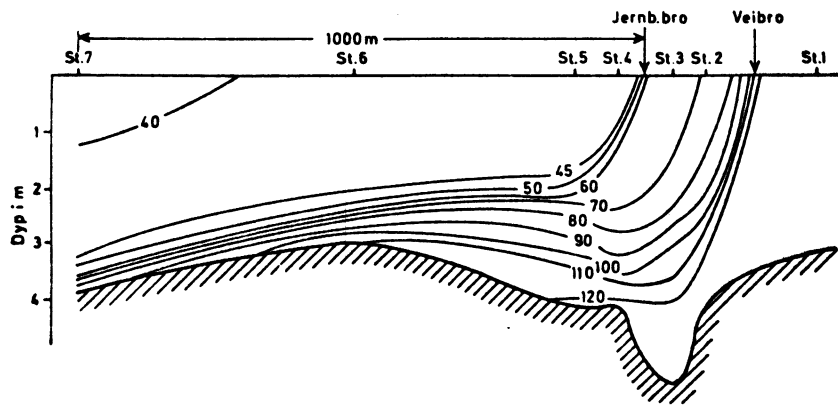


Fig. 14. (Holtan 1972b).

$v$  is the current velocity per second, and  $Q$  is the volume of flow per second:

Gradient (m./km.)	Stream width, 200 m. Stream depth, 4 m.		Stream width, 20 m. Stream depth, 0.5 m.		Stream width, 2 m. Stream depth, 0.25 m.	
	$v$ (m.)	$Q$ (m. <sup>3</sup> )	$v$ (m.)	$Q$ (m. <sup>3</sup> )	$v$ (m.)	$Q$ (m. <sup>3</sup> )
0.5	1.5	1200	0.5	5	0.25	0.125
1.0	(2.5)	(2000)	0.6	6	0.35	0.175
2.0	—	—	0.8	8	0.50	0.250
5.0	—	—	1.3	13	0.70	0.350
10.0	—	—	1.8	18	1.00	0.500

Tabell 6. (Ruttner 1963).

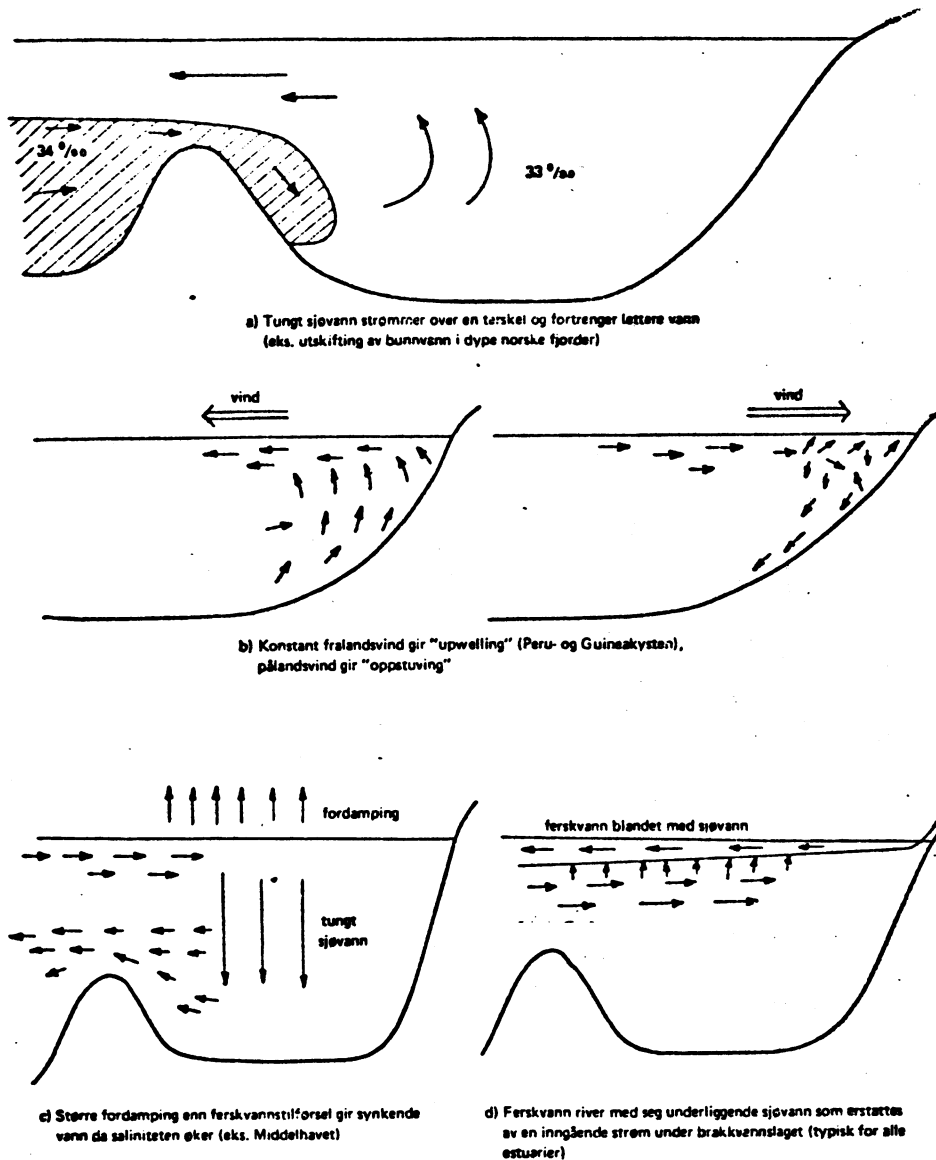


Fig. 15. (Carlsen m.fl., red. 1972).

### Hvirveldiffusjon.

En turbulent strøm har vannpartikler som beveger seg i spiraler med horisontale akser. Det betyr at disse spiralene øker i størrelse og sprer seg i rette vinkler til den opprinnelige strømrretningen. På denne måten vil disse strømmene blande vannet innen det området som blir berørt av spiralene. Denne formen for blanding av vannet kalles hvirveldiffusjon og er meget viktig for transport av stoffer og varme i naturlig vann.

Lovene for hvirveldiffusjon er behandlet av Schmidt og kan kort nevnes her (Ruttner 1963). Schmidt sammenligner hvirveldiffusjon av varme med varmeledning. Hvis et legeme (vann) har en temperaturdifferens på  $dT^{\circ}\text{C}$  mellom to flater med en avstand på 1 cm er varmestrømmen pr. sekund gjennom  $1 \text{ cm}^2$  loddrett på strømrretningen slik:

$$S = k \cdot dT$$

$k$  er varmeledningskoeffisienten for legemet (vannet). Hvis det eksisterer et turbulent strømmende vannsjikt på 1 cm tykkelse med en temperaturgradient på  $dT$ , er den hvirveldiffunderte varme pr. sekund gjennom  $1 \text{ cm}^2$  loddrett på den primære strømrretningen slik:

$$S_h = A \cdot dT$$

Her er  $A$  en konstant avhengig av blandingsintensiteten, det vil si intensiteten til den turbulente strømmen.  $A$  er ikke som  $k$  en konstant for et spesielt stoff (vann), men varierer med bevegelsesmåten.

Som eksempel på hvirveldiffusjonens betydning for varmetransport i relasjon til varmeledning kan nevnes følgende etter Schmidt (Ruttner 1963): Med varmeledning alene vil en årlig temperaturvariasjon i en innsjø nå ned til ca. 8 m etter ett år, og variasjonen vil avta til 1/10 ved et dyp på omkring 3 m. Med hvirveldiffusjon vil en årlig temperaturvariasjon nå ned til et dyp på ca. 200 m etter ett år, og en reduksjon til 1/10 vil finne sted på et dyp på omkring 70 m.

Hvirveldiffusjon har også, som allerede nevnt, stor betydning for transport av suspenderte og løste stoffer i vannet. Her kan nevnes et par eksempler på transport av oksygen i en innsjø ved hvirveldiffusjon i relasjon til molekylardiffusjon: Ved vanlig molekylardiffusjon vil en oksygenfri innsjø få tilført oksygen ned til et dyp på ca. 6 m pr. år. Oksygenkonsentrasjonen på dette dypet vil være 0.36 mg/l. Ved hvirveldiffusjon vil oksygenet bli transportert til samme dyp med samme konsentrasjon på noen få dager. En 250 m dyp innsjø, som ved vanlig molekylardiffusjon vil bruke ca. 1 mill. år på å bli mettet med oksygen i alle dyp, vil ved hvirveldiffusjon

oppnå det samme i løpet av en grundig vår- eller høstfullsirkulasjon. Generelt vil hvirveldiffusjonen, og følgelig transporteffekten, i innsjøer hovedsakelig være avhengig av tetthetsdifferenser og vindeffekter.

### III. Transport av partikler.

Transporten kan foregå på to måter, ved at partikler er suspendert i vannet eller ved at de trekkes, rulles eller sprettes langs bunnen. I betingelsen for at en partikkel skal kunne settes i bevegelse ved en vannstrøms støt mot partiklen er  $v$  proporsjonal med  $r$  eller:

$$\log v = \frac{1}{2} \log r + \text{konstant}$$

eller:

$$\log v = \frac{1}{6} \log P + \text{konstant}$$

Her er  $v$  proporsjonal med  $\sqrt[6]{P}$ , hvor  $P$  er vekten av partiklen.

Leire og finsilt med fallhastigheter mindre enn 1 cm/sek. vil hindres i å synke av de oppgående turbulente strømmen selv i langsomt flytende elver og vil lett holdes suspendert. Grovere partikler (finsand) derimot, med fallhastigheter omkring 10 cm/sek., kan relativt lett løftes opp fra bunnen ved turbulente strømmen, men det må være like store vannmasser i nedgående som i oppgående bevegelse, de nedgående virker med tyngden i motsetning til de oppgående, og resultatet blir at suspendert materiale av denne kornstørrelsesgruppe vil finnes i størst konsentrasjon nær bunnen og i avtakende konsentrasjon oppover. Det grove materiale, grovsand og grus f.eks., vil transporteres langs bunnen. Det er innlysende at grensene mellom de kornstørrelsesgrupper som transporteres på de nevnte måter ikke kan være skarpe og at de vil variere med strømhastigheten.

### IV. Bølger.

#### Vandrende bølger.

Her kan nevnes de vanlige overflatebølgene. Disse oppstår ved en eller annen kraftpåvirkning (impuls) på vannet. Det kan være en

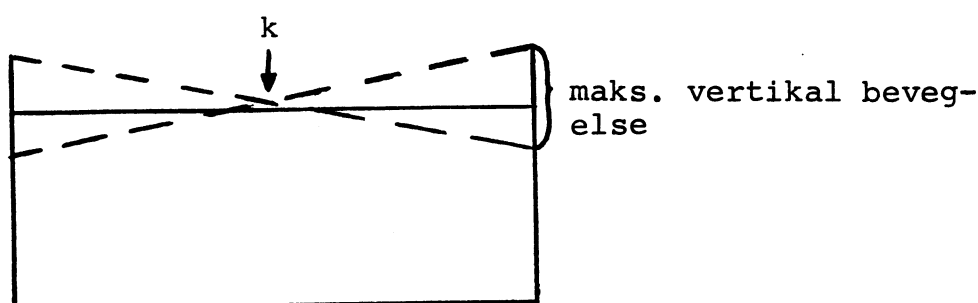


stein eller først og fremst vinden som er denne kraften. Vannpartiklene blir brakt ut av den eksisterende likevekt, og det oppstår da en bevegelse for å gjenopprette denne likevekten. En vannpartikkel i en bølge svinger tilnærmet i en sirkelbane.

### Stående bølger.

Stående bølger forårsaker større forskyvninger av vannmassene enn vandrende bølger, og er av den grunn viktige i vannforskningssammenheng.

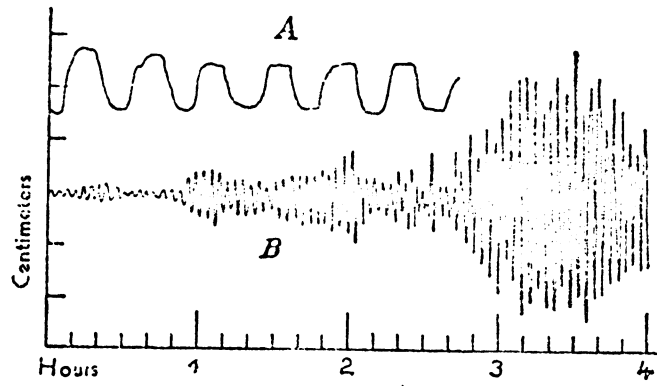
De vandrende bølgene har vannpartikler som alle gjennomløper den samme distanse, men de er forskjellig i fase. De stående bølgene derimot har vannpartikler som samtidig er i samme fase, men bevegelsesdistansen er forskjellig. Ved knutepunktene er det ingen vertikal bevegelse, mens ved ytterpunktene når bevegelsen sitt maksimum. Dette kan illustreres ved følgende tegning:



Det kan være flere knutepunkter, og vi får da uninodale, binodale --, plurinodale stående bølger. Bølgene kan også være både transversale og longitudinale. I et rektangulært kar har vi følgende relasjon

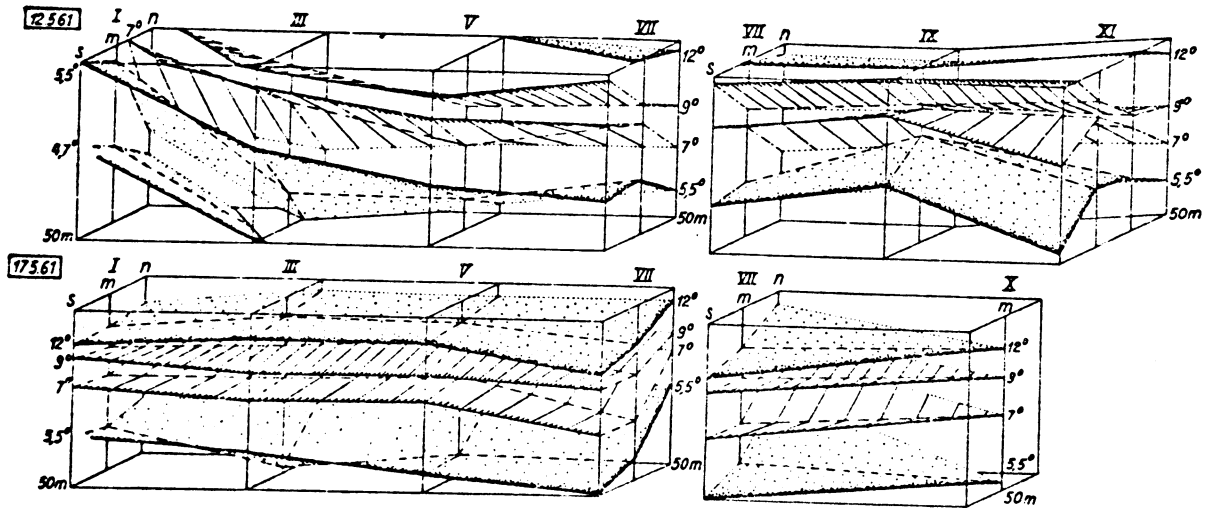
$$T = 2 l/k \sqrt{gh}$$

T er svingetiden (frem og tilbake), l er lengden av karet, h er dybden av karet, k er antall knutepunkter og g er tyngden akselerasjon.



Limnograph records of standing waves (seiches). A, in Starnberger See (period of oscillation 25 min., from Aufsess, 1905); B, in Lunzer Untersee (period somewhat over 3 min.).

Fig. 16. (Ruttner 1963).



Limnokinetik - Lage der Isothermen im Bodensee am 12. und 17. 5. 1961. I-XI = Meßstationen (aus LEHN 1963)

Fig. 17. (Schwoerbel 1971).

Disse stående bølgene kan først og fremst iakttas i store innsjøer uten måleinstrumenter. Fiskere på de største innsjøene har kjent til disse i lang tid, og det vitenskapelige navnet på dem, seiches, er opprinnelig fra innsjøen Geneva (Forel antok at navnet stammet fra det franske ordet séche som betyr tørr, det vil si at deler av stranden blir tørrlagt ved svingningene av innsjøene).

Den største stående bølge som er observert inntil nå i Europa er, med en amplitude på 1.87 m, i innsjøen Geneva.

På fig. 16 er vist noen observasjoner av seiches.

Det finnes også indre seiches. Disse eksisterer nede i innsjøene og er forårsaket av kontakten mellom to lag med forskjellig tetthet.

Vi har følgende relasjon i et rektangulært kar:

$$T = 2 l / k \sqrt{\frac{g(d_1 - d_2)}{d_1/h_1 + d_2/h_2}}$$

T er svingetiden, l er lengden av karet,  $h_1$  er høyden av det lavtliggende tyngste laget,  $h_2$  av det øverste letteste laget,  $d_1$  og  $d_2$  er de korresponderende tetthetene og g er tyngdens akselerasjon.

Vi ser at den første formelen, som gjaldt overflateseiches, er et spesialtilfelle av denne formelen. Dette spesialtilfellet har fremkommet ved å sette tettheten av det øverste laget,  $d_2$  (som er luft), lik 0. Dette fordi  $d_2$  er meget liten sammenlignet med  $d_1$  (som er vann).

De indre seiches har mye større amplitude enn de vanlige overflateseiches. Amplituder på 10 m er ikke noen umulighet. Fig. 17 viser indre seiches som er observert ved hjelp av temperaturmålinger på forskjellige dyp på ulike stasjoner samtidig.

Trykkforskjeller (nivåforskjeller) på innsjøoverflaten, forårsaket av lufttrykkforskjeller, vindoppstuvning eller lokale regnskurer, kan sette i gang seiches. Fig. 18 viser dannelsen av seiches med tilhørende bevegelser og fig. 19 gir et inntrykk av dette i Mjøsa.

Bevegelser forårsaket av vindpåvirkning og en påfølgende indre seiche i en hypotetisk to-lagret innsjø hvor friksjonen er neglisjert

Etter C.H. Mortimer

♣ betegner knutelinjen

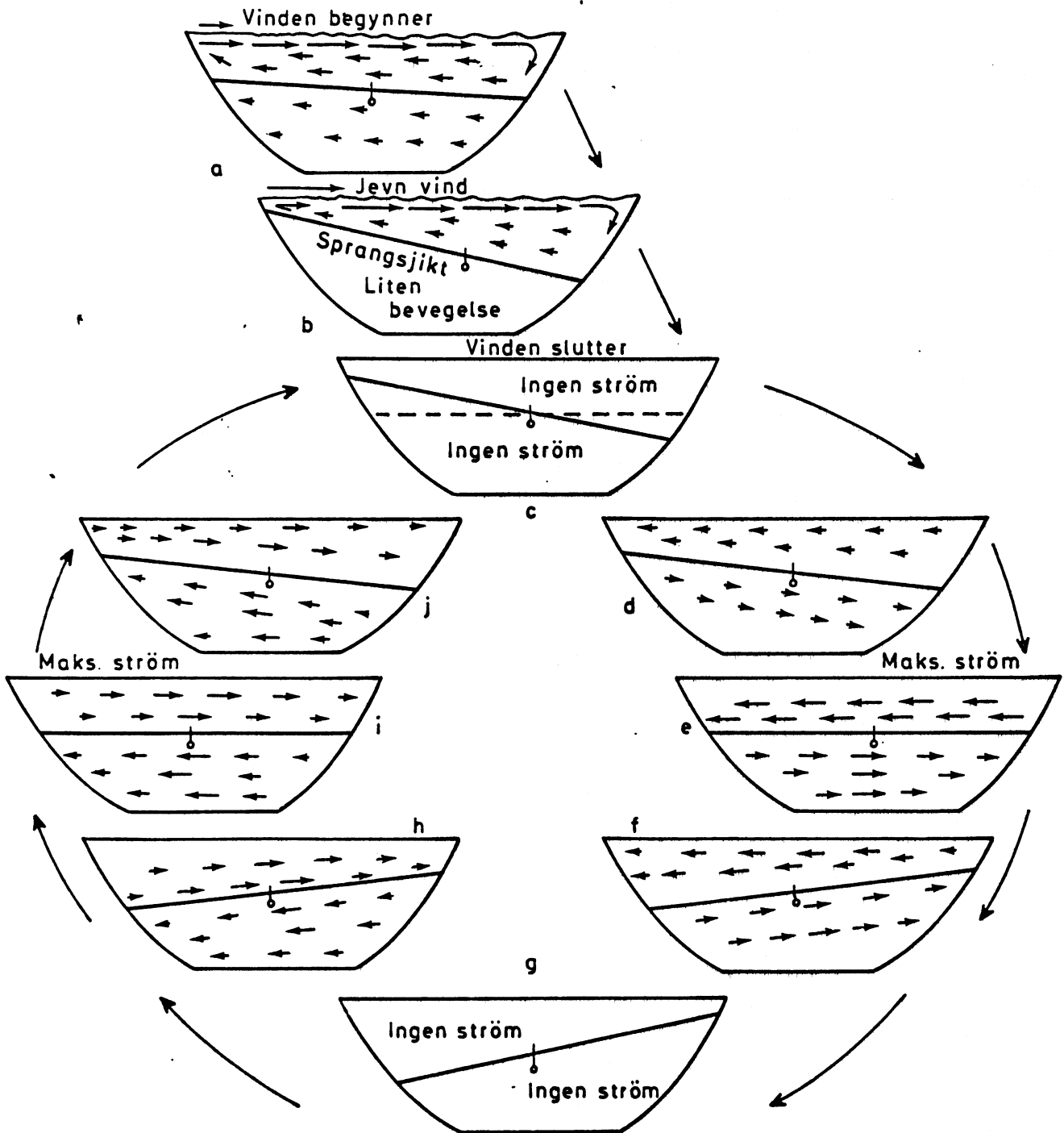


Fig. 18. (NIVA 1973).

## D. Termikk.

### I. Varmetransport.

#### Stråling, ledning og hvirveldiffusjon.

$I = I_0 \cdot e^{-kd}$  beskriver ekstinksjonen av solstrålene med dypet  $d$ . Nå er denne ekstinksjonen summen av absorpsjonen og spredningen, slik at man kan skrive:

$$I_1 = I_0 \cdot e^{-ad} \quad \text{og} \quad I_2 = I_0 \cdot e^{-sd}$$

Det betyr at:

$$I_1 + I_2 = I$$

$I_1$  er altså et uttrykk for absorpsjonen. Denne absorpsjonen av solstrålene omformes til varme. Det betyr at denne varmtilførselen nedover i dypet av en innsjø følger en eksponensiell kurve.

Fig. 20 viser strålingsextinksjonen og temperaturen i en innsjø om sommeren. Her går det klart frem av temperaturkurven at varme har blitt transportert mye dypere enn strålingen har nådd. Det vil si at ledning, og først og fremst hvirveldiffusjon av varme, har virket nedover i innsjøen (vi har i et tidligere avsnitt behandlet varme-transport ved hvirveldiffusjon i forhold til ledning). Hvirveldiffusjonen skyldes forskjellige typer strømmer, blant annet termiske tetthetsstrømmer som bevirker at temperaturen i dypvannet hele året holder ca.  $4^{\circ}\text{C}$  selv om overflatevannet har rundt 0 og  $20^{\circ}\text{C}$ .

### II. Varmebalanse.

Mottatt og avgitt varme for en vannansamling i naturen kan uttrykkes ved denne ligningen:

$$T + S + L_{fa} + K + N + L_{fu} = A + U + F + L_{ta} + L_{tu}$$

T = tilsig til vannansamlingen

S = stråling fra sol og atmosfære

$L_{fa}$  = ledning fra atmosfæren

K = kondensasjon fra atmosfæren

N = nedbør

$L_{fu}$  = ledning fra undergrunnen

### Temperaturobservasjoner 26/9-27/9 1971

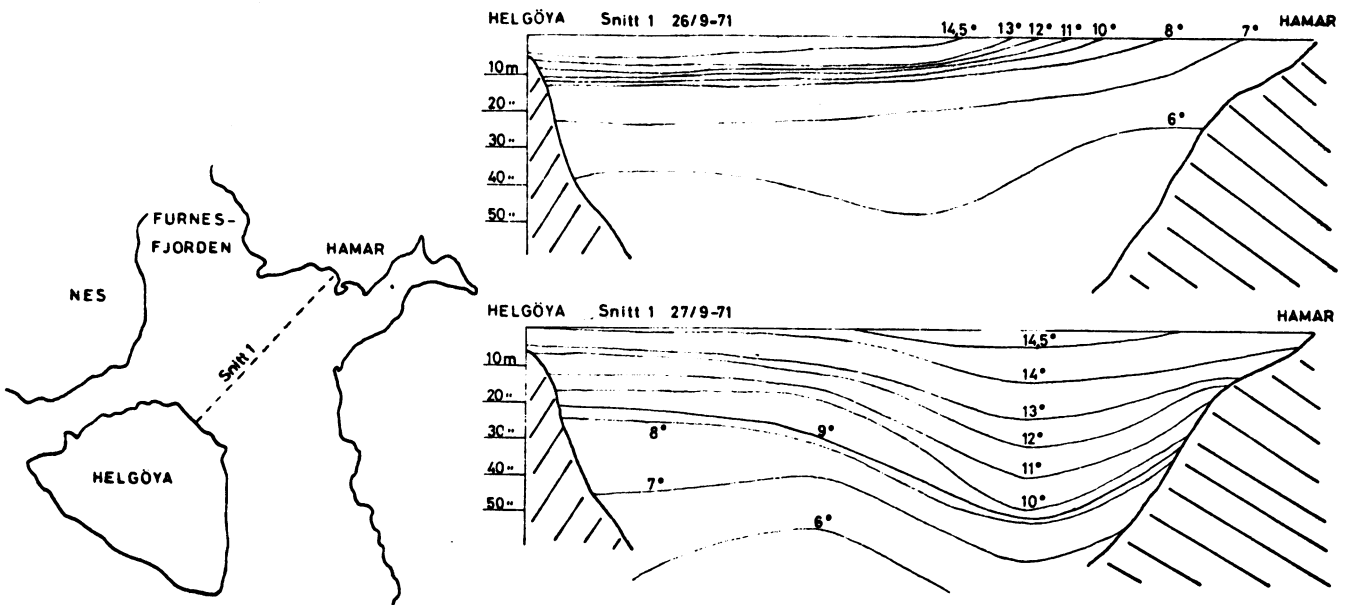
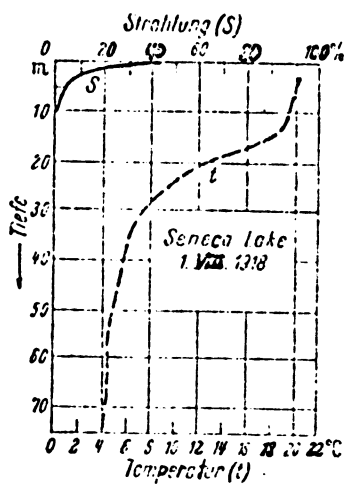


Fig. 19. (Holtan 1972 **b**).



Verteilung von Gesamtstrahlung (S) und Temperatur (t) im See (nach BIRGE und JUDAY 1921 aus RUTTNER)

Fig. 20. (Schwoerbel 1971).



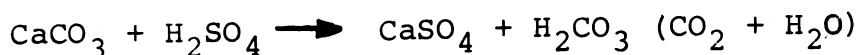
A = avløp fra vannansamlingen  
U = utstråling til atmosfæren  
F = fordampning til atmosfæren  
 $L_{ta}$  = ledning til atmosfæren  
 $L_{tu}$  = ledning til undergrunnen

## GRUNNLEGGENDE HYDROKJEMI.

### A. Oppløsning og utfelling av $\text{CaCO}_3$ .

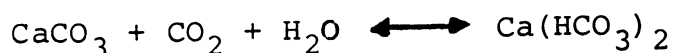
#### I surt vann.

$\text{CaCO}_3$  er lett løselig i surt vann. Vi har for eksempel følgende reaksjon:



#### I $\text{CO}_2$ -holdig vann.

$\text{CaCO}_3$  er tungt løselig i nøytralt  $\text{CO}_2$ -fritt vann. Derimot vil vann som inneholder oppløst  $\text{CO}_2$  kunne løse noe mer  $\text{CaCO}_3$  etter følgende ligning:



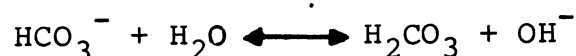
Dette er en likevektsreaksjon og viser forholdet mellom  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CO}_2$  og  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Det vil si at det kreves en viss mengde  $\text{CO}_2$  for å holde oppløst en viss mengde  $\text{CaCO}_3$  som  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Denne mengden  $\text{CO}_2$  kalles tilhørende  $\text{CO}_2$ , den tilhører altså likevekten. Er derimot mengden av  $\text{CO}_2$  større enn den som kreves for å opprettholde likevekten har vi det som kalles aggressiv  $\text{CO}_2$ . Navnet kommer av at denne mengden  $\text{CO}_2$  er aggressiv overfor  $\text{CaCO}_3$ , det vil si løser den opp og danner  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ .

Ligningen ovenfor kan også betraktes med henblikk på utfelling av  $\text{CaCO}_3$  i vannet. Avtar mengden av  $\text{CO}_2$  i vannet, eller mengden av  $\text{CO}_2$  på venstre side av ligningen, vil reaksjonen gå mot høyre for å opprettholde likevekten. Det betyr at  $\text{CaCO}_3$  utfelles.

Forholdet mellom mengden oppløst  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  (følgelig også  $\text{CaCO}_3$ ) og  $\text{CO}_2$  er gitt i tabell 7. Ved 1 atm. og  $15^\circ\text{C}$  er mengden av  $\text{CO}_2$  i luften ca. 0.6 mg/l. Naturlig vann i likevekt med luftens  $\text{CO}_2$ -innhold skulle da kunne inneholde 1 meq/l  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  eller ca. 50 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Vann uten oppløst  $\text{CO}_2$  kan, som sammenligning, løse ca. 14 mg/l  $\text{CaCO}_3$ .

#### pH-forandring.

$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  er altså lettere løselig i vann enn  $\text{CaCO}_3$ , og er i sterkt fortynnet løsning (naturlig vann) dissosiert i ionene  $\text{Ca}^{2+}$  og  $2 \text{HCO}_3^-$ . Denne dissosiasjonen fører videre til følgende reaksjon:



$\text{HCO}_3^-$ -ionet hydrolyserer fordi karbonsyren er en svak syre. Denne hydrolysen bidrar med  $\text{OH}^-$ -ioner, det vil si at vannet får høyere pH.

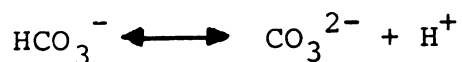
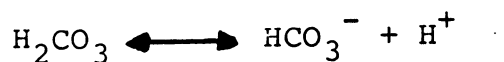
#### B. Oppløsning av $\text{CO}_2$ .

##### Dannelsen av $\text{H}_2\text{CO}_3$ .

Karbonsyren dannes også på denne måten:



Videre foreligger disse reaksjonene:



Går vi ut i fra destillert vann og lar dette oppta  $\text{CO}_2$  fra luften, får vi de ovenfornevnte reaksjonene med et overskudd av  $\text{H}^+$ -ioner i vannet, altså en sur reaksjon (pH = 5.7).

#### Forholdet mellom pH og total " $\text{CO}_2$ ".

Med total " $\text{CO}_2$ " menes summen av mengdene fri  $\text{CO}_2$  ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$ ),  $\text{HCO}_3^-$  og  $\text{CO}_3^{2-}$  i vann. Når  $\text{CO}_2$  er oppløst i vann, foreligger det altså noe  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . Nå er mengden  $\text{H}_2\text{CO}_3$  liten i forhold til mengden  $\text{CO}_2$ . Konstanten for første dissosiasjonstrinn kan derfor skrives slik:

Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> (milliequivalents)	Equilibrium CO <sub>2</sub> (mg./l.)	Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> (milliequivalents)	Equilibrium CO <sub>2</sub> (mg./l.)
0.5	0.15	3.5	10.1
1.0	0.6	4.0	15.9
1.5	1.2	4.5	24.3
2.0	2.5	5.0	35.0
2.5	4.0	5.5	48.3
3.0	6.5	6.0	64.1

Tabell 7. (Ruttner 1963).

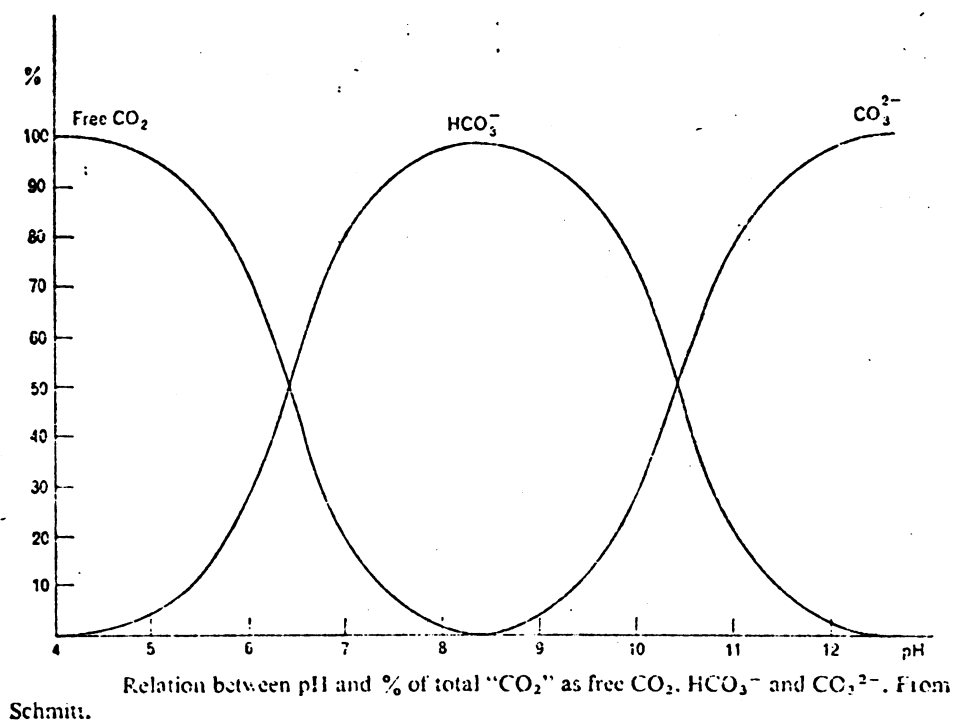


Fig. 21. (Golterman 1969).

$$K_1 = \frac{(\text{HCO}_3^-) (\text{H}^+)}{(\text{CO}_2)}$$

Omformet gir dette:

$$\text{pH} = \text{p}K_1 + \log \left[ \frac{(\text{HCO}_3^-)}{(\text{CO}_2)} \right]$$

Ligningen ovenfor kan brukes til å vurdere sammenhengen mellom pH og mengdeforholdet HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>/CO<sub>2</sub> i vann for pH mindre enn ca. 8.3.

En tilsvarende omforming av  $K_2$  gir:

$$\text{pH} = \text{p}K_2 + \log \left[ \frac{(\text{CO}_3^{2-})}{(\text{HCO}_3^-)} \right]$$

Denne ligningen viser sammenhengen mellom pH og konsentrasjonsforholdet  $\text{CO}_3^{2-}/\text{HCO}_3^-$  i vann for pH større enn ca. 8.3.

Forholdet mellom pH og de relative mengdene av  $\text{CO}_2$  ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$ ),  $\text{HCO}_3^-$  og  $\text{CO}_3^{2-}$  er vist i fig. 21. Dette forholdet er også betinget av vannets ionestyrke. Fig. 21 viser hvordan det er i ferskvann.

### C. pH-regulering.

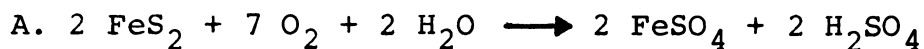
Vi har allerede sett at pH i vann er regulert av mengdeforholdet mellom komponentene  $\text{CO}_2$  ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ),  $\text{HCO}_3^-$  og  $\text{CO}_3^{2-}$ . Nå er imidlertid pH i naturlig vann også regulert på annen måte. Det kan nevnes påvirkning av:

1. Andre svake syrer enn  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . F.eks.  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  og organiske syrer (humussyrer).
2. Sterke syrer som  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{HCl}$  og  $\text{HNO}_3$ .
3. Adsorpsjon og ionebytting av  $\text{H}^+$ -ioner til kolloider og faste partikler. Det kan være organiske og uorganiske kolloider og partikler.
4. Temperaturen. Den regulerer likevektskonstantene, det vil si at dissosiasjonen øker med økende temperatur (pH avtar). Temperaturen kan også indirekte regulere pH i naturlig vann. Dette kommer først og fremst til uttrykk gjennom vannets regulering av oppløst  $\text{CO}_2$  ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) og følgelig også av  $\text{HCO}_3^-$  og  $\text{CO}_3^{2-}$ . Konsentrasjonen av  $\text{CO}_2$  ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) er, ifølge Henrys lov, bestemt av temperaturen.

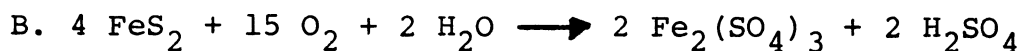
### D. Svovelsyredannelse.

#### I dreneringen.

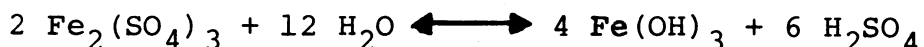
I myrer og løsavleiringer kan det forekomme svovelforbindelser, spesielt mellom jern og svovel. Vi har svovelkis ( $\text{FeS}_2$ ) og magnetkis ( $\text{FeS}$ ). Disse mineralene kan ved oksydasjon danne grunnlaget for svovelsyre i dreneringen. Svovelkisen, f.eks., kan oksyderes etter følgende ligninger:



Ved tilførsel av ytterligere mengder med oksygen vil  $\text{FeSO}_4$  oksyderes videre:



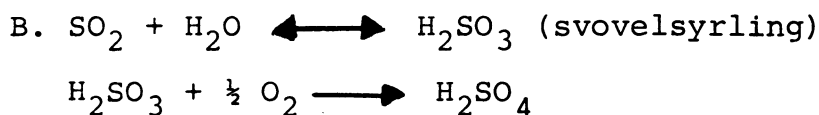
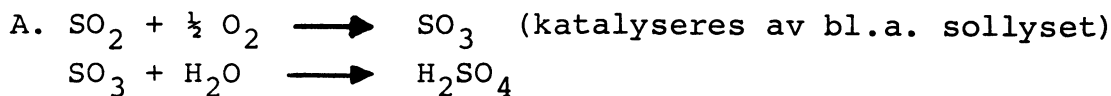
Ved fortynning (utvasking ved regnskyll) hydrolyserer  $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$  slik:



Både reaksjon A og B gir svovelsyre som kan vaskes ut av undergrunnen og tilføres vann og vassdrag.

### I nedbøren.

I tillegg til svovelsyretilførselen fra undergrunnen kommer tilskuddet fra atmosfæren. Denne svovelsyren dannes slik:

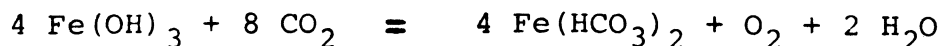


Svovelsyrlingen står i likevekt med  $\text{SO}_2$  og vann på samme måten som karbonsyren står i likevekt med  $\text{CO}_2$  og vann.

$\text{SO}_2$  kommer ut i atmosfæren ved forbrenning av svovelholdige stoffer fra industri og boligområder. Men  $\text{SO}_2$  kan også komme fra nedbrytningsprosesser i naturen, det vil si ved oksydasjon av  $\text{H}_2\text{S}$ -gass.

### E. Oppløsning og utfelling av jernforbindelser.

$\text{Fe(OH)}_3$  er tungtløselig, men kan under visse betingelser løses etter følgende ligning:



Betingelsene for at denne reaksjonen kan finne sted er:



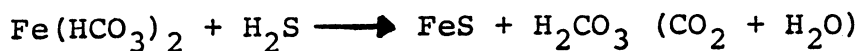
1. Nesten fritt for oksygen (mindre enn 1 mg/l).
2. Nødvendig mengde  $\text{CO}_2$  tilstede (aggressiv  $\text{CO}_2$ )
3. pH mindre enn 7,5
4. Reduksjonsmiddel tilstede (org. mat., f.eks. humusstoffer)

Ved tilførsel av oksygen vil jernet (som toverdlig) i forbindelsen  $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$  oksyderes og felles ut som  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ . Det vil si at vi får den motsatte reaksjonen av den som er beskrevet ovenfor.

Det er verdt å merke seg at disse reaksjonene forandrer pH i vannet, det vil si at mengdeforholdene mellom  $\text{HCO}_3^-$  og  $\text{CO}_2$  forandrer seg.

#### Felling av FeS.

Toverdlig jern vil sammen med hydrogensulfid, under visse betingelser, danne den tungt løselige forbindelsen jernsulfid ( $\text{FeS}$ ). Reaksjonen kan skrives:



Her blir det også en pH-forandring (lavere pH).  $\text{HCO}_3^-$ -mengden avtar og 1 mol  $\text{H}_2\text{S}$  blir byttet ut med 1 mol  $\text{H}_2\text{CO}_3$ .  $\text{H}_2\text{S}$  er også en noe svakere syre enn  $\text{H}_2\text{CO}_3$ .

Reaksjonen ovenfor er pH-avhengig. Det vil si at minimumskonsentrasjonene av jern og hydrogensulfid for utfelling av jernsulfid er pH-bestemt. Som eksempel kan nevnes at ved pH lik 7 vil 1 mg/l  $\text{Fe}^{2+}$  og 1 mg/l  $\text{H}_2\text{S}$  eksistere sammen uten å felles som  $\text{FeS}$ .

#### Felling av $\text{FePO}_4$ .

Jern kan felles ut som  $\text{FePO}_4$ . Her er også fellingen betinget av pH. Dette fordi fosfatinnholdet i vannet er bestående av  $\text{H}_3\text{PO}_4$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ,  $\text{HPO}_4^{2-}$  og  $\text{PO}_4^{3-}$ . Mengdeforholdene mellom disse komponentene er betinget av pH. Konsentrasjonen av  $\text{PO}_4^{3-}$  er størst ved høy pH, altså skulle utfellingen av  $\text{FePO}_4$  gå lettest i basisk miljø. Men nå er løseligheten av  $\text{Fe}^{3+}$  mindre i basisk miljø, slik at resultatet blir en lettest utfelling av  $\text{FePO}_4$  ved pH rundt 5. Blir pH for høy, vil felling av  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  dominere.

### F. Felling av kalsiumforbindelser.

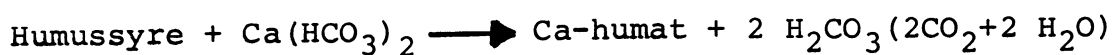
Når det gjelder kalsiumutfelling i naturlig vann, har vi allerede behandlet dannelsen av den tungt løselige forbindelsen  $\text{CaCO}_3$ .

#### Kalsiumfosfat.

Av kalsiumfosfatforbindelser er  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$  den som regnes for mest tungt løselig (ikke så tungt løselig som  $\text{FePO}_4$ ) og kan felles ut i vann med høyt kalkinnhold. Denne utfellingen er også betinget av pH (basisk miljø).

#### Kalsiumhumat.

Et kalsiumhumat kan dannes på følgende måte:



Denne reaksjonen har betydning for myrpåvirkede vanntyper som ligger i kalkrike områder eller tilføres kalk på kunstig måte.

### G. Adsorpsjon og utbytting av ioner.

Adsorpsjon og utbytting av ioner er viktige prosesser i naturlig vann.

#### Adsorpsjon.

Adsorpsjonen kan uttrykkes slik ifølge Ruttner (1963):

$$C_a^n / C_f = k$$

$C_a$  er den adsorberte delen,  $C_f$  er den delen som er fri igjen i vannet og  $n$  og  $k$  er konstanter som varierer fra den ene type adsorpsjon til den andre.

Ifølge ovenstående relasjon vil en økning av den løste delen også føre til en økning av den adsorberte delen. En motsatt reaksjon vil skje hvis den løste delen avtar, det vil si en minking av den adsorberte delen.

Det er først og fremst partikler og kolloider som kan adsorbere ioner i naturlig vann. Som eksempel kan nevnes: Fosfatadsorpsjon til jernhydroksyd, aluminiumhydroksyd og humusstoffer.

Videre adsorpsjon av kalium-, ammonium- og hydrogenioner til leirmineraler.

### Ionebytting.

Dette kan uttrykkes slik:



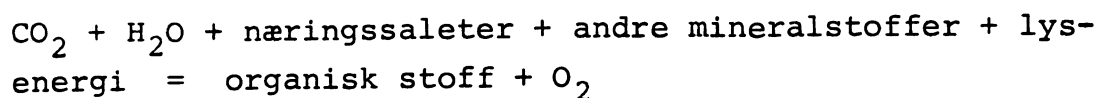
Her kan X være et kolloid eller en partikkel.  $A^{-}$  er ionet som byttes ut med ionet  $B^{-}$ . Utbyttingen kan altså gå begge veier, det vil si tilbake til utgangspunktet igjen hvis forholdene ligger til rette for det.

Som eksempel for naturlig vann kan nevnes følgende reaksjon:



### H. Fotosyntese.

Denne prosess påvirker først og fremst de kjemiske forhold i innsjøene. Prosessen kan forenklet skrives:



Denne prosessen kan også gå den andre veien, slik at organiske materiale vil dekomponeres og gi vannet tilbake  $CO_2$ , næringssalter og andre mineralstoffer.

## SAMMENSETNINGEN AV NATURLIG VANN GENERELT.

### A. Inndeling og regulerende prosesser.

Bestanddelene i naturlig vann kan deles inn i følgende hovedgrupper:

H<sup>+</sup>-ioner

Uorganiske stoffer

Gasser

Organiske stoffer

De forskjellige bestanddelene skulle hovedsakelig være regulert av:

1. Opphvirveling og sedimentering av faste stoffer
2. Oppløsning og utfelling av faste stoffer og kolloider
3. Adsorpsjon og desorpsjon av gasser
4. Ionebytting og adsorpsjon ved faste stoffer og kolloider
5. Redoksprosesser
6. Hydrolytisk spaltning
7. Mineralisering av organiske stoffer (nedbryting)
8. Fotosyntese
9. Biokjemiske redoksprosesser

### B. De forskjellige bestanddelene.

#### I. H<sup>+</sup>-ioner.

Når det gjelder mengden av H<sup>+</sup>-ioner i vann, kan følgende sammenheng settes opp:

ved pH 6	er H <sup>+</sup> -konsentrasjonen	lik	0.001 meq/l
" " 5	" " "	"	0.010 "
" " 4	" " "	"	0.100 "
0.200 mg/l	Ca <sup>2+</sup> -ioner	tilsvarer	0.010 meq/l
2.004 "	" " "	"	0.100 "
20.04 "	" " "	"	1.000 "

I kalkfattige norske vanntyper (bløtt vann) er konsentrasjonen av Ca<sup>2+</sup>-ioner ca. 1 mg/l. Det vil si at konsentrasjonen av H<sup>+</sup>-ioner i relasjon til andre ioner først får særlig betydning ned mot pH 5 eller lavere. pH-verdiene i norske vanntyper (nedbør, elver, grunnvann, innsjøer) varierer grovt sett fra 4 til 9. Nedbør og humus-

sjøer har verdier ned mot 4 og kalkrike innsjøer (i områder med kambrosiluriske bergarter eller marine avsetninger) har verdier opp mot 9.

## II. Uorganiske stoffer.

### Oppløste stoffer.

Ioner: De viktigste er  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Fe}^{n+}$ ,  $\text{Mn}^{m+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{H}_4\text{SiO}_4^{(4-m)-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ,  $\text{HPO}_4^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$  og forskjellige kompleksjoner som for eksempel  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{H}^{2+}$ .

En sammenligning mellom de mest konsentrerte ionene i ferskvann og havvann er av interesse. Tabell 8 viser en gjennomsnittssammensetning av ionene i vanntyper fra Uppland (Lohammar) og i vanntyper fra hele verden (Clarke). Tabell 9 viser havvannets gjennomsnittssammensetning av de samme ioner pluss strontium (Sr), brom (Br) og fluor (F). Det mest iøyenfallende er dominansen av  $\text{Na}^+$  og  $\text{Cl}^-$  i havvann og  $\text{Ca}^{2+}$  og  $\text{HCO}_3^-$  i ferskvann.

Molekyler og kolloider: Her kan nevnes  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{NH}_4\text{OH}$ ,  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ,  $\text{CaCO}_3$ , komplekse forbindelser mellom  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  og humussyrer.

### Suspenderte stoffer.

Tungt løselige salter og hydroksyder: F.eks.  $\text{CaCO}_3$  og  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ .

Mineraler og bergarter: Leire og kvartskorn utgjør en stor brøkdel.

## III. Gasser.

I naturlig vann er det følgende gasser som først og fremst gjør seg gjeldende:  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ .

### Kilder.

Gassene  $\text{O}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_3$  er tilført fra atmosfæren som er i kontakt med vannmaseene. Gassene  $\text{SO}_2$  og  $\text{SO}_3$  løser seg først og fremst opp i vanddampen i luften og danner  $\text{H}_2\text{SO}_3$  og  $\text{H}_2\text{SO}_4$  og tilføres vann og vassdrag via nedbøren. Disse gassene er i stor utstrekning tilført

	Uppland (LOHARMAR)	Hela jorden (CLARKE)
Ca	67.3	63.5
Mg	16.9	17.4
Na	13.6	15.7
K	<u>2.2</u>	<u>3.4</u>
	100.0 %	100.0 %
Cl	9.5	10.1
SO <sub>4</sub>	16.2	16.0
HCO <sub>3</sub>	<u>74.3</u>	<u>73.9</u>
	100.0 %	100.0 %

Tabell 8. (Rodhe 1951-52).

katjoner		anjoner	
Na	77.33	Cl	90.18
Mg	17.62	SO <sub>4</sub>	9.28
Ca	3.37	HCO <sub>3</sub>	0.39
K	1.63	Br	0.14
Sr	<u>0.05</u>	F	<u>0.01</u>
	100.00		100.00

Tabell 9. (Rodhe 1951-52).

Grouping by carbon content (mg./l.)	Organic matter (mg./l.)		Ratio dissolved: particulate	Crude protein (%)	Ether extract (%)	Carbo- hydrate (%)
	Particulate	Dissolved				
1.0-1.9	0.62	3.09	5.0	24.3	2.3	73.4
5.0-5.9	1.27	10.33	8.1	19.4	1.3	79.0
10.0-10.9	1.89	20.48	10.8	14.4	0.4	85.2
15.0-15.9	2.32	31.30	16.5	12.9	0.2	86.9
20.0-23.8	2.22	48.12	21.7	9.9	0.2	89.9

Tabell 10. (Ruttner 1963).

atmosfæren fra industri og boligområder. Gassene  $H_2S$ ,  $CH_4$  og  $NH_3$  er et resultat av nedbrytningsprosesser i vannmassene. Disse er bakterielt betinget.

### Oppløselighet.

Oppløseligheten av gasser i vann følger Henrys lov, som kan uttrykkes på følgende måte:

$$M_k = f \cdot Pt$$

$M_k$  er metningskonsentrasjonen,  $f$  er en temperaturavhengig faktor og  $Pt$  er partialtrykket. I havvann er også gassers oppløselighet bestemt av saliniteten. For eksempel ved  $0^\circ C$  og 27.11 o/oo saltinnhold, er metningsverdien for oksygen 9.01 ml/l. Ved  $0^\circ C$  og 34.33 o/oo saltinnhold er metningsverdien derimot 8.52 ml/l.

Konsentrasjonene av oksygen, nitrogen og karbondioksyd i vann i likevekt med atmosfæren kan antydes ved disse tallene:

	Pt %	$0^\circ C$	$30^\circ C$
$O_2$	20.99	14.5 mg/l	7.2 mg/l
$N_2$	78.00	22.4 "	11.9 "
$CO_2$	0.03	1.0 "	0.4 "

Oppløseligheten av de ovenfor nevnte gasser ved 1 atm. og  $0^\circ C$  er:  $O_2 = 69.5$  mg/l,  $N_2 = 28.8$  mg/l,  $CO_2 = 3350$  mg/l.  $CO_2$  er ifølge disse verdiene meget lett oppløselig i vann.

Løseligheten av hydrogensulfid, metan og ammoniakk i vann er følgende:

- $H_2S$  - rel. dårlig (ca. 3.4 mg/l ved 1 atm. og  $25^\circ C$ )
- $CH_4$  - meget dårlig (ca. 0.04 mg/l ved 1 atm. og  $0^\circ C$ )
- $NH_3$  - meget lett (ca. 544 mg/l ved 1 atm. og  $20^\circ C$ )

$CH_4$  - gassens dårlige oppløselighet i naturlig vann gir seg ofte til kjenne ved slipp av stein eller lignende ned på bunnen av en vannansamling. Det vil da stige opp bobler med  $CH_4$ , som har utviklet seg i sedimentene og som ikke vil løse seg i vannet.



#### IV. Organiske stoffer.

Organiske stoffer i naturlig vann kan være både autoktone (produsert i vannmassene) og alloktone (tilført vannmassene utenifra). Både det autoktone og alloktone materiale kan være oppløst, kolloidalt og suspendert. De organiske stoffene kan også deles inn i dødt og levende materiale. Dødt partikulært materiale kalles også organisk detritus.

#### Dødt materiale.

Organiske stoffer kan deles opp i følgende hovedgrupper:

1. Karbohydrater (sukkerarter) med grunnstoffene C, O, H.
2. Proteiner (eggehvitestoffer) med grunnstoffene C, N, S, O, H, (P).
3. Lipider (fettstoffer) med grunnstoffene C, O, H.

Konsentrasjonen av organisk materiale i naturlig vann angis i mg C/l eller bare som mg/l.

Tabell 10 viser noen interessante trekk ved det oppløste og partikulære organiske materiale med hensyn til innholdet av råprotein (bestemt indirekte ved hjelp av nitrogeninnholdet), fett (eter-ekstrakt) og karbohydrater (differensen mellom mengder organisk materiale og råprotein + fett). Med økende konsentrasjon av organiske materiale er det først og fremst den løste fraksjonen som gjør seg gjeldende. Det er oppløst alloktont organiske materiale som betinger den økende konsentrasjonen i vannet. Innholdet av råprotein og fett (eter-ekstrakt) avtar prosentvis med økende mengder oppløst (alloktont) organisk materiale, mens innholdet av karbohydrater viser en prosentvis økning. Dette siste fenomenet er et resultat av den forskjellige opprinnelsen til det autoktone og alloktone organiske materiale. Det vil si at det alloktone materiale er kommet lenger i nedbrytingsprosessen enn det autoktone, slik at de mest resistente stoffene mot nedbrytning, som for eksempel visse karbohydrater, konsentreres i vannmassene.

Havvann har gjennomsnittlig mindre konsentrasjoner av organisk materiale enn ferskvann. Det skyldes mindre produksjon og påvirkning av alloktont materiale (humusstoffer).

### Levende materiale.

Det levende organiske materiale i vannforekomstene skulle utgjøre den biologiske tilstanden. Denne tilstanden kan karakteriseres ved å angi de forskjellige vannorganismene.

Det er to forskjellige måter å dele inn vannorganismene på, en fylogenetisk og en økologisk. En fylogenetisk inndeling skal i første rekke ta hensyn til slektsskapet mellom artene. Økologisk er det mange måter å dele inn organismene på. Følgende måter synes å være viktige:

1. Etter organismenes energianskaffelse
  - a) produsenter (planter)
  - b) konsumenter (dyr)
  - c) dekompositører (bakterier)
2. Etter livsområde
  - a) plankton, frittlevende organismer uten nevneverdig egenbevegelse
  - b) nekton, selvbevegelige organismer i de frie vannmasser som kan motstå strømmen og av den grunn bestemme sitt oppholdssted selv.
  - c) pleuston, organismer knyttet til vannforekomstens overflate
  - d) neuston, mikroorganismer som er knyttet til vannets overflatehinne
  - e) benthos, organismer som lever i forbindelse med bunnen
  - f) periphyton (aufwuchs), organismer, først og fremst planteorganismer, som holder til på underlag som stikker opp fra bunnen og ut i de frie vannmasser.

Det er også vanlig å betegne organismene som littorale, profundale eller limnetiske betinget av om de befinner seg i littoralsonen (strandsonen), profundalsonen (dypvannssonen) eller i den limnetiske sone (de frie vannmasser).

En organisme i vann kan plasseres i alle disse økologiske inndelingene samtidig for å beskrive hvor og hvordan den lever. En alge kan f.eks. være produsent, plankton, og en limnetisk organisme. En børstemark kan f.eks. være konsument, benthos og en profunder organisme.

#### NOEN VIKTIGE ØKOLOGISKE OG HYGIENISKE PARAMETRE.

Siktedyp, et mål på lysgjennomtrengeligheten og partikkeltettheten.

Temperatur.

Farge, indikerer mengden av humusstoffer.

Turbiditet, et målt på partikkeltettheten.

pH.

Oksygen og hydrogensulfid.

Elektrisk ledningsevne, et mål på elektrolyttinnholdet. Også et mål på saltinnholdet, men ved lav pH (< 7) må det da korrigeres for pH ( $-0.0325 \cdot 10^{7-pH}$ ).

KMnO<sub>4</sub>-forbruk, indikerer mengden av org.materiale.

Total hårdhet, et mål på innholdet av først og fremst Ca<sup>2+</sup> og Mg<sup>2+</sup>, men også tungmetaller hvis de er tilstede.

Alkalinitet, et mål på bufferevnen mot syrer, også et mål på konsentrasjonen av HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>.

Asiditet, et mål på bufferevnen mot baser.

Ortofosfat, nitrat - nitritt og ammonium, viktige næringsalter for algene. Er direkte assimilerbare.

Total fosfor og nitrogen.

Sulfat og klorid.

Jern og mangan.

Silisium, viktig stoff for oppbyggingen av kiselalgenes skall.

Giftige stoffer, f.eks. Hg, Cd, HCN og H<sub>2</sub>S.

Indikatororganismer, miljøspesifikke alger, planktondyr, bunnorganismer o.s.v.

Primærproduksjon, indikerer mengden av næringsstoffer, alger, lysklima o.s.v.

Phytoplankton: zooplankton, dette forholdet indikerer balansen eller stabiliteten (steady state) i økosystemet med hensyn til trofigrad (eutrofieringsutvikling).

Biomasse, her inngår både plantebiomasse og dyrebiomasse. Disse kan også angis hver for seg. Biomasse er et mål på innholdet av organisk materiale produsert i vannmassene, men også en indikasjon på trofigrad. Plantebiomasse indikerer det samme som primærproduksjon med hensyn til mengden av næringsstoffer, alger, lysklime o.s.v., bare med den forskjell at primærproduksjonen gir et bilde av disse elementene i det tidsrommet målingen foregår mens biomassen gir et gjennomsnittsbilde over en viss tid før registreringen blir foretatt.

Klorofyll, et mål på plantebiomasse.

Bakterietall (klimatall), indikerer mengden av bakterier og dekomponeringsintensiteten.

Coliforme bakterier (kolilignende), indikerer påvirkning av ekskrementer fra mennesker og dyr.

Fækale coliforme bakterier (Escherichia coli), utvilsomme tarmbakterier fra mennesker og varmblodige dyr. Viser tilførsel av ekskrementer fra mennesker med tilhørende muligheter for helsefarlige mikrober.

Praktisk-hygienisk fortolkning av parametrene.

Farge, sterk farge er uestetisk og indikerer begroing i ledningsnett og vaskeulemper.

Turbiditet, sterk turbiditet er uestetisk og uappetittlig og indikerer tekniske problemer.

pH, lav pH kan føre til korrosjon i ledningsnett.

KMnO<sub>4</sub>-forbruk, stor verdi indikerer begroing i ledningsnett.

Total-hårdhet, høye verdier kan bety kalkavleiringer i ledningsnett og maskiner. Dårlig smak.

Nitrogenforbindelser, store mengder indikerer begroing, korrosjon, og kloreringsvansker. Eutrofiering.

Fosforforbindelser, høyt innhold kan bety begroing i ledningsnett. Eutrofiering.

Sulfat, store konsentrasjoner kan gi mageonde.

Klorid, høye verdier kan føre til korrosjon og dårlig smak.

Jern og mangan, høyt innhold kan forårsake utfelling, begroing og korrosjon i ledningsnett. Vaskeulemper.

VANNKVALITET.

#### A. Definisjon og kriterier.

Vann kan deles inn i følgende hovedtyper:

1. Destillert eller helt rent vann
2. Naturlig vann
3. Påvirket eller forurenset vann

Vannkvalitet refererer til forskjellige utnyttingsmuligheter og økofilosofiske betraktninger og er derfor et noe flytende begrep.

Kriterier på vannkvalitet kan angis/beskrives med en eller flere fysiske, kjemiske og biologiske parametre. Disse parametrene kan være:

Subjektive, f.eks. smak, lukt, utseende.

Objektive, f.eks. jerninnholdet som er direkte målbart, eller forskjellige planter og dyr som et indirekte mål på vannkvalitet.

Vannkvalitet og miljøforhold i de frie vannmasser betraktes ofte som det samme i akvatisk økologisk sammenheng. Men de organismene som naturlig vil følge med i en vannprøve (planktonorganismene) bør også være med i vannkvalitetsbegrepet, de befinner seg jo da i det vannet som skal brukes på en eller annen måte. En vannforekomsts vannkvalitet er da det samme som de frie vannmassers fysisk-kjemiske og biologiske tilstand. Det er også mulig å tenke seg en vannforekomsts vannkvalitet som hele økosystemets stryktur og funksjon. Fig. 22 viser hvordan vannkvalitetsbegrepet kan omfatte hele eller deler av økosystemet.

Dette viser at det er viktig å presisere hva som ligger i det vannkvalitetsbegrepet som til enhver tid blir brukt.

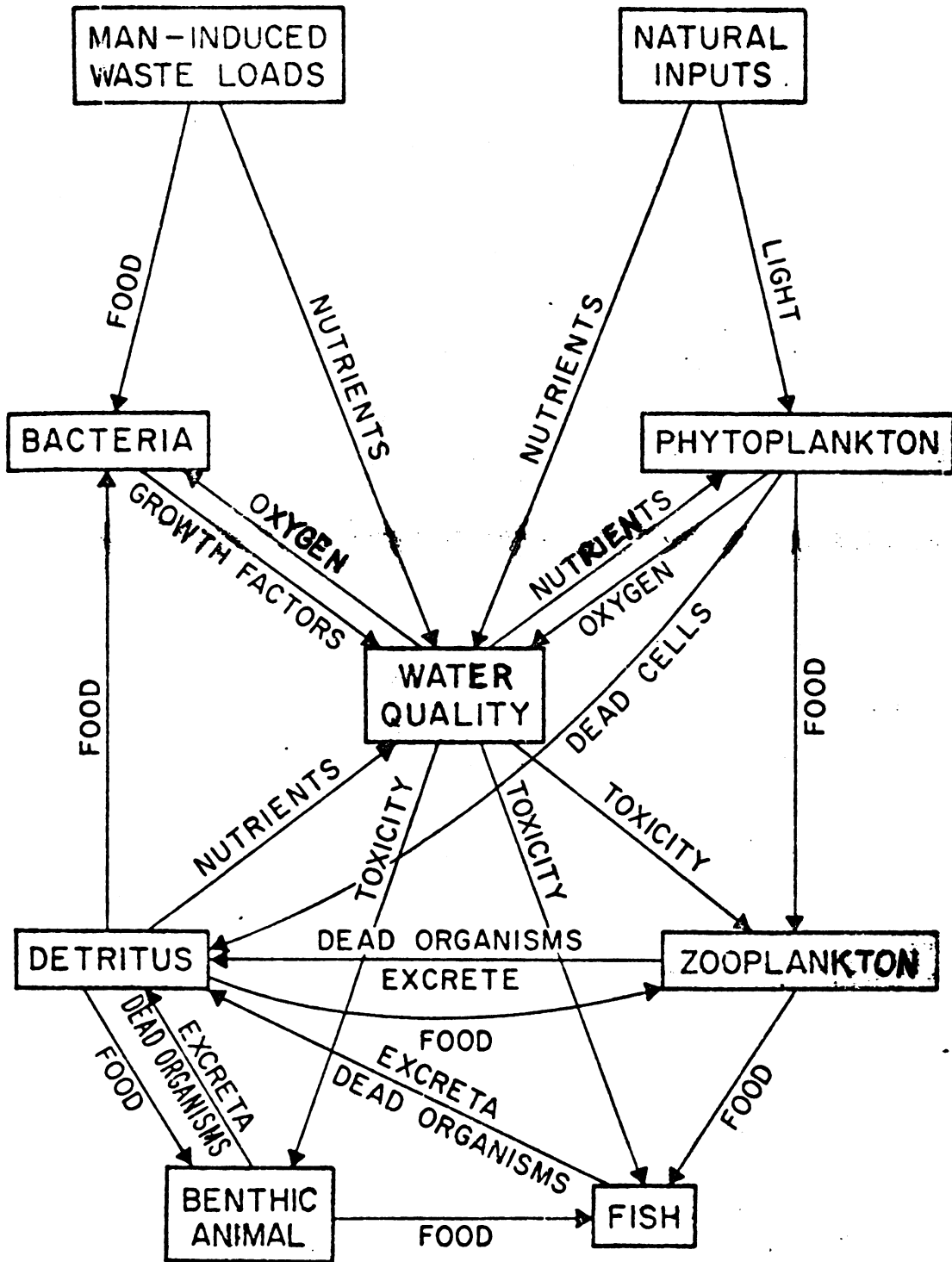


Fig. 22. Skjematisk fremstilling av et akvatisk økosystem (Chen 1970).

For å beskrive vannkvaliteten, vidt eller snevert definert, kan det tas i bruk forskjellige sett av parametre. Disse settene vil da angi ulike brukerinteressers vannkvalitetskrav og forskjellige vannforekomsters økologiske tilstand (fysisk-kjemiske og biologiske forhold; forurensningssituasjonen). En vannforekomst kan f.eks. ha en bestemt drikkevannskvalitet, men den kan også sies å ha f.eks. en dystrof karakter (økologisk tilstand som kan karakteriseres ved små konsentrasjoner av plantenæringsstoffer og sterk påvirkning av humusstoff-er) eller være moderat forgiftet (forurensningssituasjon som f.eks. kan karakteriseres ved en redusert/forandret flora og fauna og/eller antatt helsefarlig å drikke vannet).

Det største problemet innenfor vannkvalitetsvurderingene er likevel ikke valget av parametersett, men fastsettelsen av parameterverdiene. Dette kan bl.a. studeres nærmere i Statens Institutt for Folkehelse (1971) og Statens Naturvårdsverk (1969).

#### B. Vurdering av data.

Det er to uttrykk som brukes i denne sammenheng, nemlig dataenes reliabilitet (pålitelighet) og validitet (verdi).

Hydrologiske, fysisk-kjemiske og biologiske data kan betraktes i to hovedfaser: 1. innsamlingsfasen. 2. analysefasen. I innsamlingsfasen vil reliabiliteten være bestemt av nøyaktighet, renslighet o.s.v., mens validiteten vil være betinget av antall prøver, prøvested o.s.v. Det kan også sies at innsamleren avgjør graden av reliabilitet og planleggeren av undersøkelsene (prøvested og -frekven) graden av validitet.

I analysefasen f.eks. kan resultatet ha høy reliabilitet, men lav validitet. Det vil si at analytikeren har gjort jobben sin bra, men analysemetoden er dårlig. Den måler ikke det den skal. Det kan nevnes et eksempel: En kolorimetrisk analyse av jern er utført, og tilsetting av reagenser og måling av fargestyrken er gjort helt riktig. Men fargen som er utviklet er ikke forårsaket av jernet, men av andre ukjente årsaker. Målet for fargestyrken er i dette tilfelle ikke noe mål på mengdene av jern, det vil si validiteten av analysen er minimal. Derimot er reliabiliteten maksimal.



C. Noen forslag/eksempler på vannutnyttelsesparametre.

Utnyttingsmuligheter	Parametre
Som økosystem og miljø	Vannføring/vannstand/oppholdstid/strømhastighet/strømretning, temperatur, pH, oksygen, turbiditet, siktedyp, næringsalter (P og N), algetetthet, trofigrad, indikatororganismer (f.eks. ørret), økofremmede stoffer (Cu, Hg, Cd, Pb, biocider o.s.v.), andre
Vannforsyning: Drikkevann	Vannføring/vannstand/oppholdstid/strømhastighet/strømretning, temperatur, smak, lukt, helsefarlige stoffer (Cd, As, biocider, o.s.v.), oksygen, CO <sub>2</sub> , pH, organisk materiale, jern, mangan, turbiditet, tot.hårdhet, bakterier (kimtall, coliforme bakterier, fækale coliforme bakterier) radioaktivitet, ledn.evne, andre
Landbruk	Vannføring/---, temperatur, økofremmede stoffer, smittestoffer, andre
Industri	Vannføring/----, temperatur, turbiditet, organisk materiale, pH, tot.hårdhet, andre
Friluftsliv: Bading	Vannføring/vannstand/strømhastighet/strømretning, lukt, smak, turbiditet, siktedyp, farge, visuelle forurens. (flytestoffer, avleiringer), bakterier, helsefarlige stoffer, andre
Båtsport	Vannføring/vannstand/strømhastighet/strømretning, visuelle forurens., lukt, turbiditet, siktedyp, andre
Camping	Vannføring/vannstand, visuelle forurens., lukt, turbiditet, siktedyp, andre
Fiskeproduksjon	Vannføring/vannstand/strømhastighet/strømretning/oppholdstid, oksygen, pH, turbiditet, <del>sikt</del> dyp, næringsorganismer, økofremmede stoffer, andre
Landskapselement	Vannføring/vannstand/strømhastighet/strømretning, visuelle forurens., lukt, farge, turbiditet, siktedyp, andre
Kraftproduksjon	Vannføring, fallforhold, magasineringsmuligheter, andre
Resipient for avfallstoffer	Kapasitet = f(målsettingen)=parametrene som inngår i de utnyttingsmulighetene som bestemmer målsettingen

## STOFFENES HYDROLOGISKE KRETSLØP.

På samme måten som vannet har også stoffene i vannet sitt kretsløp i naturen. Dette kretsløpet faller vanligvis ikke helt sammen med vannets kretsløp. Stoffene kan komme fra atmosfæren, men da som partikler som er brakt dit av prosesser som ikke nødvendigvis finner sted samtidig med fordunsting av vann. Når vann fordunster, blir stoffene i vannet anriket, det vil si at konsentrasjonen i det vannet som ikke fordunster øker. Stoffer kan også tilføres gjennom kjemisk forvitring i undergrunnen. Undergrunnen er i så fall en tilførselskilde for stoffer i vannet. Stoffer kan videre sedimentere ut av vannet og i dette tilfelle er undergrunnen en felle for stoffene. Selv om stoffer i vannet hverken tilføres eller avsettes vil transportforholdene for disse som regel likevel avvike fra vannets. Dette skyldes ionebytting og adsorpsjon.

Vi skal i dette kapitlet forsøke å følge vannets kretsløp fra nedbør til avrenning i et område og belyse de hydrologiske, kjemiske og biologiske prosesser som påvirker vannets sammensetning i denne delen av kretsløpet.

Med utgangspunkt i nedbøren som faller ned på jordoverflaten så påvirkes dens sammensetning av vegetasjonen og rotsonen i undergrunnen. Rotsonen er også det vi kaller jordsmonnet og som bærer tydelig preg, ved sin horisontale stratifisering, av ulike kjemiske og biologiske prosesser som finner sted i denne delen. I dypere sjikt er de kjemiske prosessene ikke lenger direkte knyttet til de biologiske. Her treffer vi også som oftest på grunnvannet, og det er rene kjemiske prosesser som finner sted i dette miljøet. Disse prosessene kalles også kjemisk forvitring eller om en vil mineralomvandling. En eller annen gang når grunnvannet jordoverflaten igjen, det vil si i de utstrømningsområdene som blant annet danner dreneringsmønstret for vannet. Grunnvannet går over til overflatevann. På vei ut til overflaten må ofte vannet igjen sive gjennom rotsonen med de tilhørende påvirkninger. På overflaten kommer gassutvekslingen til å få stor betydning for oksygen- og karbondioksydkonsentrasjonene i vannet. Videre kommer tilgange på lys til å sette i gang ulike biologiske prosesser i vannet o.s.v. Disse prosessene studeres inngående innenfor faget limnologi og

mange ganger styres disse prosessene i stor grad av det utstrømmende grunnvannets sammensetning.

### A. Tilførsel av stoffer til jordoverflaten.

#### I. Tilførsel med nedbøren.

Nedbørens sammensetning er i hovedsak bestemt av om de fuktige luftmassene som forårsaker nedbøren har passert over land, hav eller industriområder. Hvis nedbøren kommer inn fra vest i Norge, vil kystdistriktene få nedbør med relativt høg konsentrasjon av Na og Cl (noen ganger også Mg og  $SO_4$ ). Innover i landet vil nedbørens innhold av Na og Cl avta. Kommer nedbøren fra England eller Tyskland, vil som oftest Sør-Norge motta nedbør med relativt høyt innhold av  $H_2SO_4$  (noen ganger også  $HNO_3$ ).

#### II. Tørravsetning av partikler.

Det synes å være nokså klart at atmosfæren inneholder partikler av ulike stoffer som avsettes direkte uavhengig av nedbøren. Dette er blant annet vist ved analyser av bladvann fra løvtrær (løvtrær er særlig effektive til å fange opp partikler fra luft). Beregninger ved stoffbalanseundersøkelser, tyder på at partikkelnedfallet er av omtrent samme størrelse som nedbørtilførselen.

#### III. Tilførsel ved gassutveksling.

Gassutvekslingen mellom atmosfæren og jordoverflaten har stor betydning for konsentrasjonen av oksygen og kulldioksyd, men dette vil bli behandlet senere. For et par stoffer, svovel og nitrogen, kan gassutveksling ytterligere komplisere beregningene av netto-tilførselen.

Svovel, som  $SO_2$ , kan blant annet direkte absorberes av vegetasjonen fra luften og kan også avgis som flyktig  $H_2S$ , etter reduksjon av  $SO_4$ , til luften. Omfanget av den sistnevnte prosess er lite kjent.

For nitrogenets del kan jord og vegetasjon absorbere  $\text{NH}_3$  fra luften. Nå er imidlertid en slik absorpsjon lite sannsynlig i den sure atmosfæren vi har i dag, all  $\text{NH}_3$  antas å være overført til  $\text{NH}_4$ . Ved nedbryting av organisk materiale kan forholdene være så gunstige (god tilgang på kalk) at det ikke dannes humussyrer. I så fall vil en del av det organisk bundne nitrogenet frigjøres som  $\text{NH}_3$  til luften. Dette forekommer først og fremst på kulturjorda.

Bundet nitrogen kan tilføres jordoverflaten gjennom såkalt biologisk fiksering av luftnitrogenet. Videre har visse bakterier evnen til å frigjøre bundet nitrogen til  $\text{N}_2$ .

#### IV. Utløsning av stoffer fra vegetasjonen.

Vann som drypper fra f.ek. granskog inneholder relativt høye konsentrasjoner av kalium. Dette tyder på at nedbøren vasker med seg kalium som er utsondret fra granbaret. Det er sikkert flere stoffer som er utsatt for denne prosessen, men det foreligger få data om dette foreløpig. Vegetasjonen bidrar på denne måten med et ekstra kretsløp for de aktuelle stoffene begrenset til jorda-røtter-blader-nedbør.

#### V. Tilførsel ved nedbryting av døde organismer.

Denne prosessen tilfører vannet slike komponenter som Na, K, Ca, Mg og organisk bundet nitrogen, ofte hentet opp av planteorganismene fra rotsonen. Det er mengdemessig sett en betydningsfull transport opp til jordoverflaten av disse komponentene som skjer på denne måten. Det er antydning av en størrelsesorden over det som tilføres med nedbøren pluss tørravsetning.

#### B. Prosesser i markvannsonen.

##### I. Jordsmonntyper og innvirkning på vannet.

De kjemiske prosesser i markvannsonen som påvirker vannets kjemiske sammensetning er i stor grad betinget av jordsmonntypen som igjen er sterkt preget av de hydrologiske forholdene. I Norden er det to hovedtyper jordsmonn, podsoljord og brunjord som er av interesse i

denne forbindelse. I tillegg bør vi også ta med myrjord som har stor innflytelse på vannkvaliteten, spesielt fargen.

Den andre typen jordsmonn, brunjord, mangler råhumus- og bleikjordsjikt. Dette jordsmonnet dannes under løvskog i områder der evapotranspirasjonen legger beslag på mye av nedbøren. Utvaskingen blir derfor relativt liten.

## II. Evapotranspirasjonens betydning for markvannets kjemiske sammensetning.

Markvannet utsettes for konsentrasjonsøkning av løste salter gjennom planterøttens selektive opptak av vann. Vannopptak er derfor ikke automatisk stoffopptak. Selv om visse ioner tas opp, går de tilbake til jorda igjen gjennom nedbryting av de døde plantene, mens vannet går tilbake til atmosfæren. Konsentrasjonsøkningen kan enkelt uttrykkes slik:

$$C_p \cdot P = C_m (P - E)$$

$$C_m = \frac{C_p \cdot P}{P - E}$$

$C_p$  = kons. av stoffer i nedbøren + tørravsetningen i tilsvarende mengde vann

$C_m$  = kons. av stoffer i markvannet

$P$  = nedbørmengden

$E$  = evapotranspirasjonen

Ligningen må betraktes som et uttrykk for en middeltilstand. Avvik fra denne vil forekomme gjennom året.

Det er gjort få målinger av markvannets konsentrasjon av løste stoffer, delvis på grunn av metodiske vanskeligheter.

Konsentrasjonen kan bli ganske høy i områder hvor  $E > P$ . I disse områdene er fordunstningen i stor grad ansvarlig for de høye saltkonsentrasjonene en finner i grunnvannet og utkrystalliseringen av salter i markvannssjiktet.

Podsoljordas oppbygging preger sterkt stofftransporten i sigevannet. Øverst i jordsjiktet finner vi døde planter og dyr. Videre nedover treffer vi på råhumusdekket. Denne råhumusen er en ionebytter for positive ioner (humusen er asidoid). Den vil på denne måten være et reservoar for positive ioner som har stor betydning for utjevningen av nedbørens (pluss tørravsetningens) variasjoner i de positive ioneproporsjoner. Råhumusen inneholder også betydningsfulle mengder organisk bundet nitrogen. Skulle av en eller annen grunn råhumussjiktet minke på grunn av hurtigere nedbryting enn nydannelse, så kan denne nitrogenreserven mobiliseres og opptre som nitratnitrogen i sigevannet (som senere danner grunnvann). En slik mobilisering kan inntreffe etter ulike menneskelige inngrep, som f.eks. nedhogging av skog, særlig kombinert med en eller annen form for jordbearbeiding. Omforming av nitrogenet til nitrat medfører også en viss mobilisering av positive ioner fra ionebytterreservoaret (for å opprettholde ionebalansen).

Under råhumussjiktet kommer bleikjorda med sterkt preg av kjemisk forvitring. Den kraftige forvitringen har funnet sted ved hjelp av oppløste humussyrer som har fulgt med sigevannet nedover. Forvitringen har utløst vanlige positive ioner som Na, K, Ca, Al fra blant annet ulike feltspatmineraler og dessuten Fe, Mg fra såkalte ferromagnesiummineraler. Da utviklingen av bleikjordsjiktet krever lang tid, blir de årlige mengder som tilføres sigevannet på denne måten relativt små. Bidraget er som regel mindre enn bidraget fra atmosfæren, i hvertfall for Na, K, Mg, Ca. Derimot betyr utløsningen av Fe, Al mye for dannelsen av det nedenforliggende sjiktet.

Det nedenforliggende sjiktet er vanligvis brunaktig med forskjellige nyanser avhengig av de hydrologiske forholdene. I dette anrikings-sjiktet utfelles  $Fe^{3+}$  (etter oksydasjon av  $Fe^{2+}$ ) og  $Al^{3+}$  som hydr-oksyd. Nå trenger også noe humussyre ned til dette sjiktet og felles ut.

Oppløste fosfater blir også fastholdt i anrikings-sjiktet.

### III. Oksygen- og karbondioksydutvekslingen mellom markvannssonen og atmosfæren.

I rotsonen er det biologisk aktivitet som krever oksygen. Da marksjiktet er umettet kan atmosfærens oksygen diffundere ned i jordas gassfase og erstatte det forbrukte oksygen. Den biologiske aktiviteten fører også til dannelselse av karbondioksyd som resulterer i diffusjon av karbondioksyd fra jorda til atmosfæren.

Når rotsonen er vannmettet, det vil si grunnvannet når opp til jordoverflaten, blir gassutvekslingen atmosfæren - rotsonen praktisk talt ubetydelig. Dette kommer av den mye lavere diffusjonskoeffisienten for gasser i vann enn i luft. Under slike forhold blir oksygenkonsentrasjonen i markvannet så å si null. De reduserende forhold som oppstår bevirker reduksjon av f.ek.  $\text{SO}_4$  til  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NO}_3$  til  $\text{NO}_2$  ( $\text{NO}$ ,  $\text{N}_2$ ), utfelt  $\text{Fe}^{3+}$  til løselig  $\text{Fe}^{2+}$ . Samtidig blir også  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen høy, d.v.s. vannet blir "aggressivt" overfor ulike mineraler.

### IV. Kjemisk forvitring i rotsonen.

Jordsmonnets mineralogiske sammensetning bærer ved sin profilutvikling preg av en langtgående kjemisk forvitring. Humussyrene antas å ha spilt en stor rolle i denne prosessen. Imidlertid blir den årlige kjemiske forvitringen, beregnet på grunnlag av forandringer i den mineralogiske sammensetningen, ikke særlig imponerende.

### V. Forandringer ved biologisk aktivitet.

I rotsonen er det en uopphørlig nedbrytning av organisk materiale tilført fra døde organismer (planterester). Stoffene S, N, P bl.a. deltar i denne prosessen. Svovel i organisk substans foreligger i sterkt redusert form og frigjøres primært som  $\text{H}_2\text{S}$  ved nedbryting. Noe av denne  $\text{H}_2\text{S}$  kan diffundere til atmosfæren og noe oksyderes videre til  $\text{SO}_4$ . Nå vil også plantene ta opp sulfat. Svovel har på denne måten et lokalt kretsløp, vegetasjon - døde planter - jordsmonn som i gjennomsnitt ikke skulle påvirke  $\text{SO}_4$  - konsentrasjonen i markvannet. Nitrogen har et lignende lokalt kretsløp.

Fosfos påvirkes ikke direkte av oks. - red. prosesser. Det lokale

kretsløpet, vegetasjon - døde planter - jordsmonn er også av betydning, men  $PO_4$  bindes nokså effektivt av jordas leirkolloider, jern og aluminiumoksyder slik at  $PO_4$ -konsentrasjonen i markvannet er liten.

Ved en større forandring i rotsonens innhold av organisk materiale får vi også en markert forandring i markvannets kjemiske sammensetning. Ved f.eks. nedbryting av råhumusdekket, påskyndet av hogst av trær, frigjøres organisk bundet N og S som åpenbarer seg som  $NO_3$  og  $SO_4$ . Disse ionene krever kationer med seg som frigjøres samtidig fra reservoaret for utbyttbare kationer i den organiske substansen. Under perioder med opphoping av organisk materiale i rotsonen skjer det en uttapping av  $NO_3$  og  $SO_4$  i markvannet. De lagres opp som organisk materiale.

For fosforets del vil tilsvarende svingninger i rotsonens forråd av organiske materiale ha mindre betydning, da fosfatkonsentrasjonen i markvannet holdes nede ved binding til jern- og aluminiumoksyder.

#### VI. Forandringer ved høy grunnvannsstand.

Det er allerede påpekt at når grunnvannet stiger opp i rotsonen får vi reduserende forhold. Når  $O_2$ -innholdet i nedbøren er oppbrukt, vil egnede kjemiske substanser fungere som  $O_2$ -leverandør. Først utnyttes  $Fe(OH)_3$  og  $MnO_2$ , dernest  $NO_3$  og  $SO_4$ . Som resultat vil grunnvannet først og fremst motta  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ .  $NO$  ( $N_2$ ,  $NH_4$ ) og  $H_2S$  fra henholdsvis  $NO_3$  og  $SO_4$  vil neppe tilføres grunnvannet i særlige mengder.

#### VII. Syre - baseforholdet i nedbøren og betydningen for markvannets sammensetning.

Dette forholdet uttrykkes best ved vannets alaklinitet - asiditet. Alkalinitet betyr at en del av anionene utgjøres av  $HCO_3$ . Det betyr videre at kationene består stort sett av Ca, Mg, Na, K og så å si ingen  $H^+$ -ioner. Dette kommer jordsmonnet tilgode i form av økende forråd av utbyttbare metallioner, det vil si økende basemetningsgrad. Asiditet i nedbøren er en meget aktuell situasjon som ansees å ha forårsaket at de nåværende basemetningsforholdene i jorda ikke



representerer kvasistasjonæritet (stasjonær tilstand i statistisk betydning). Den justering av baseinnholdet som nå skjer i områder med sur nedbør innebærer en uttapping av forrådet.  $H^+$ -ionene i nedbøren bytter ut de utbyttbare metallionene i jorda. Det innebærer at markvannet ikke nødvendigvis må være surt. På lengre sikt er det fare for at forrådet av utbyttbare metallioner tar slutt og da vil også markvannet bli surt.

Det er også enkelte ganger hevdet at løselige humussyrer som dannes i jorda skulle kunne medføre en tilsvarende utvaskings-effekt. For det første er humussyrers bevegelighet i jorda sterkt begrenset og for det andre felles de ut i anrikings-sjiktet hvor de langsomt oksyderes til  $CO_2$ . Noe direkte tap av metallioner skulle derfor ikke finne sted ved hjelp av humussyrer.

#### VIII. Den intermediære sonen og gassutveksling med rotsonen.

Dette er sonen under rotsonen. Mektigheten av sonen er bestemt av avstanden ned til grunnvannet. Det forekommer ingen evapotranspirasjon i denne sonen, vanninnholdet vil følgelig ligge nær feltkapasitetsgrensen. Vannbevegelsen er også overveiende nedover. Undersøkelser ved hjelp av isotoper viser at vannbevegelsen i den intermediære sonen fører til liten økning av løste stoffer i bevegelsesretningen.

Den høye diffusjonskoeffisienten i gassfasen skulle betinge en relativt hurtig gassutveksling mellom den intermediære sonen og rotsonen. Videre innebærer dette at gassfasens partialtrykk av  $O_2$  og  $CO_2$  i den intermediære sonen stort sett bestemmes av disse gassers partialtrykk i rotsonen. Noen produksjon av  $CO_2$  forekommer ikke i denne sonen, heller ikke noen annen biologisk aktivitet.

#### IX. Kjemiske reaksjoner i den intermediære sonen.

Kalkutløsning, hovedsakelig av  $CaCO_3$ , er den kvantitativt viktigste reaksjonen i den intermediære sonen. Av andre reaksjoner kan nevnes utvasking av kiselsyre ( $H_4SiO_4$ ) fra feltspat under dannelse av kaolinit.

### C. Reaksjoner i grunnvannssonen.

Grunnvannssonen er vannmettet, det vil si at all luft er utestengt.

#### I. Gassutveksling mellom den intermediære sone og grunnvannssonen.

Den lave diffusjonskoeffisienten i vannfasen gjør gassutvekslingen mellom disse to sonene lite aktuell og kan i de fleste tilfelle ignoreres. Dette innebærer at vannets innhold av  $O_2$  ikke kan fornyes i grunnvannet, men tvert imot forringes hvis grunnvannet strømmes gjennom lag som inneholder organisk materiale. Samtidig vil  $CO_2$ -trykket øke tilsvarende.

#### II. Kjemiske reaksjoner i grunnvannssonen.

Også her er  $CaCO_3$ -utløsningen den hurtigste prosessen selv om mineralforvandlingen kan spille en vesentlig rolle i det dypere-liggende grunnvannet. Likevekten mellom  $CaCO_3 - CO_2 - Ca(HCO_3)_2$  i grunnvannet er betinget av: 1.  $CaCO_3$ -utløsning har funnet sted i den intermediære sonen. Hvis denne utløsningen har gått til likevekt skjer ingenting vesentlig nytt i grunnvannssonen. 2. Ingen  $CaCO_3$ -utløsning i den intermediære sonen,  $CaCO_3$  tilstede i grunnvannssonen. Under disse forhold vil  $CO_2$ -partialtrykket, når vannet kommer inn i grunnvannssonen, være det samme som i rotsonen. Det vil altså være "aggressiv"  $CO_2$  tilstede som kan løse opp  $CaCO_3$  i grunnvannssonen. 3.  $CaCO_3$  er ikke tilstede hverken i intermediær- eller grunnvannssonen. I dette tilfelle bestemmes  $CO_2$ -trykket i grunnvannet av partialtrykket i gassfasen i den intermediære sonen. Hvis ingen andre reaksjoner finner sted i grunnvannet, bestemmes pH i grove trekk av  $CO_2$ -trykket.

De øvrige reaksjoner i grunnvannssonen kan, som allerede påpekt, klassifiseres som mineralforvandlinger. Disse er ofte langsomme. Grovt sett kan det sies at vannets mineraliseringsgrad, det vil si konsentrasjonen av løste ioner, øker med tiden.

#### III. Utvasking av akkumulerte løselige salter.

Betydelige mengder med marine sedimenter i Norden indikerer akkumulering av havvann i grunnvannet. Det må antas at dette "fossile"

vannsystemet påvirker det hydrologiske kretsløpet meget langsomt. Denne påvirkningen gjelder først og fremst Na og Cl.

#### D. Prosesser i utstrømningsområdene.

Utstrømningsområdet er der grunnvannets strømningslinjer går i retning mot jordoverflaten og der grunnvannsspeilet går inn i rotsonen. Områdets størrelse varierer med årstiden og variasjonens størrelse er avhengig av topografien.

##### I. Ionebytting.

Ved grunnvannets passering av rotsonen vil dens ionebyttingskompleks prøve å etablere likevekt med det utstrømmende grunnvannets sammensetning. Etter oppnådd likevekt vil det utstrømmende vannet ikke lenger påvirkes gjennom ionebytting.

##### II. Oksydasjon.

Hvis grunnvannet som strømmer ut er  $O_2$ -fritt, vil det oppta  $O_2$  ved gassutveksling. De ev. jern- og manganforbindelser som finnes løst, vil felles ut ved oksydasjon.

##### III. $CO_2$ -utveksling.

Ved kontakt med atmosfæren antar det utstrømmende vannet atmosfærens partialtrykk. Det er mest vanlig at det finner sted en senking av partialtrykket, og i de tilfelle vannet har et høyt innhold av  $Ca(HCO_3)_2$  vil en utfelling av  $CaCO_3$  forekomme.

##### IV. Utløsning av humusstoffer.

Ved grunnvannets strømming gjennom rotsonen vil en del organisk substans gå i løsning eller suspensjon. Hvis det organiske materiale er humusstoff, vil vannet få humøs karakter, det kan bli mer eller mindre brunfarget.

##### V. Evapotranspirasjon.

Grunnvannets uttregning til rotsonen vil kunne forsyne vegetasjonen med vann som videre forbrukes ved evapotranspirasjonen. Dette

medfører en konsentrering av løste salter som under visse forhold kan bli relativt stor.

## E. Prosesser og forhold i innsjøer og elver.

### I. Generelt.

I forsøkninger på jordoverflaten kan det utstrømmende grunnvannet (og avrennende overflatevannet) samles og under påvirkning av lyset bli utsatt for assimilasjonsprosesser som produserer organiske materiale. Dette organiske materiale gjennomgår deretter en kjede av nedbrytningsprosesser. I disse prosesser vil en del av vannets løste komponenter delta, i første rekke fosfor-, nitrogen- og svovelforbindelser. Ved kalkmetning vil ulike organismer påskynde utfellingen av  $\text{CaCO}_3$ , og tilgangen på  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  kan bli utnyttet av bl.a. kiselalger. Da betydelige mengder av disse komponentene temporært bindes i sedimentene, innebærer de biologiske prosessene at magasinet for de elementene som deltar i de biologiske kretsløpene blir mange ganger større enn for de elementene som ikke deltar i disse kretsløpene. En viss mengde av de elementene som deltar i de biologiske kretsløpene kan unndras fullstendig i den grad de kommer inn i deler av sedimenter som ikke antas å komme inn i noe kretsløp innen rimelig tid. Spesielt innsjøene er efemere (forgjengelige) fenomener som langsomt fylles opp med sedimenter og derved låser fast store mengder stoffer tilført med vassdragene. Generelt kan vi si at de biologiske aktive elementene i vannet alltid utarmes noe, selv om de årlige tapene fra vannet er forholdsvis små.

Innsjøene og elvene kan betraktes som lukkede og åpne systemer. Det mest lukkede systemet er representert ved innsjøene, og det mest åpne ved elvene. Overgangen fra innsjøer til elver er følgende glidende.

Vi sier også at innsjøer med liten gjennomstrømning er verdner for seg selv, mens innsjøer med stor gjennomstrømning eller elver er deler av landskapet.

### II. Innsjøer.

I innsjøene vil det være to hovedtyper av transportveier for stoff

og energi. Dette er illustrert i fig. 22. Forholdet G/S er et uttrykk for i hvor stor grad innsjøen er et åpent eller lukket system.

Fig. 23 gir en oversikt over hovedelementene ved transporten av stoff og energi inn og ut av innsjøene. Det er verdt å merke seg at isdekket er tatt med som et ledd i dette transportsystem og at dette isdekket står i stoff- og energiutveksling med både luften/nedbøren og innsjøvannet. Dette leddet er hittil lite utforsket i limnologien, men foreleseren har gående noe forskning på dette området.

#### Temperaturforhold.

Normalt vil innsjøene ha bestemte temperatursjiktninger fire ganger i året. Mellom disse fire gangene vil temperaturverdiene befinne seg innenfor de to ekstreme tilstandene som observeres sommer og vinter. Fig. 24 viser dette skjematisk.

#### Kulldioksyd og oksygen.

Sommersituasjonen er skjematisk fremstilt i fig. 25 for begge gassene. Det bemerkelsesverdige er den omvendte fordelingen av de to komponenter. Forklaringen på dette er fotosyntesen og dekomponeringen av organisk stoff i innsjøen.

Ved fotosyntesen foregår det opptak av  $\text{CO}_2$  og frigjøring av  $\text{O}_2$ , derfor den omvendte fordeling. Fordelingen av de to komponentene på fig. 25 viser også at fotosyntesen er størst et stykke under overflaten og at dekomponeringen er størst nedover i dypet.

I vinterhalvåret er fordelingen av de to komponentene noe annerledes. Det er stort sett et jevnt avtak av  $\text{O}_2$  og en økning av  $\text{CO}_2$  nedover i dypet.

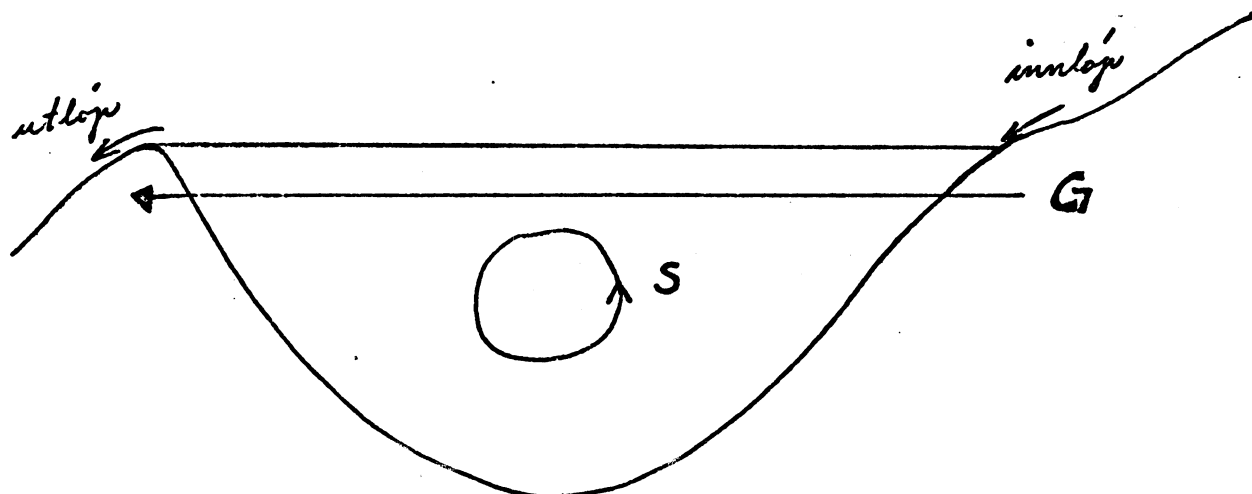


Fig. 22. De to hovedtransportveier for stoff og energi i en innsjø. G = gjennomstrømming, S = sirkulasjon.

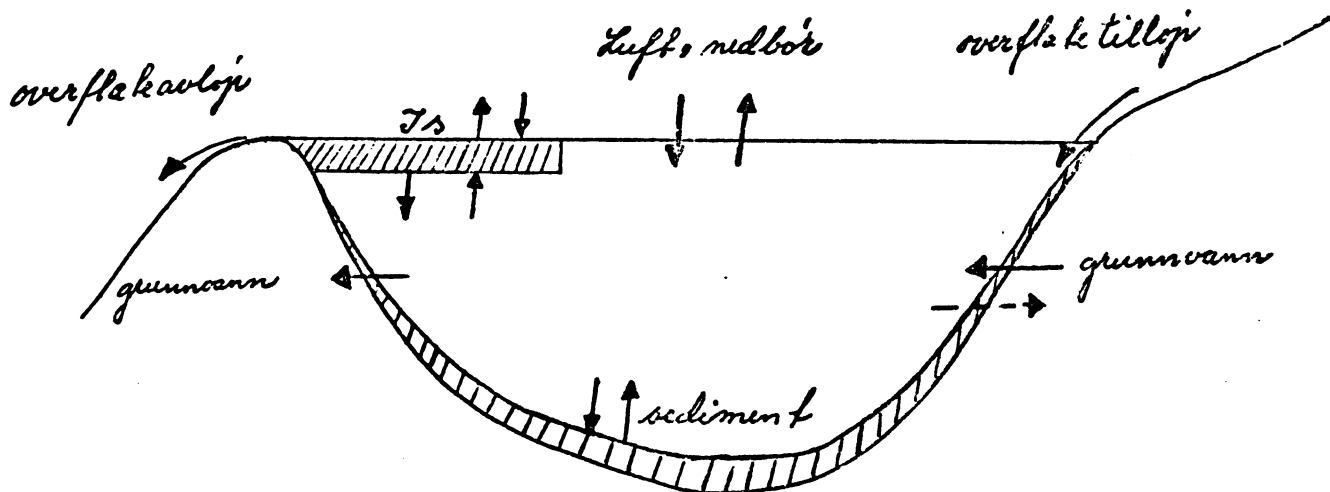


Fig. 23. En oversikt over hovedelementene i et stoff- og energibudsjett for en innsjø. Pilene inn i innsjøen representerer stoff- og energitilførsel og pilene ut av innsjøen stoff- og energitap.

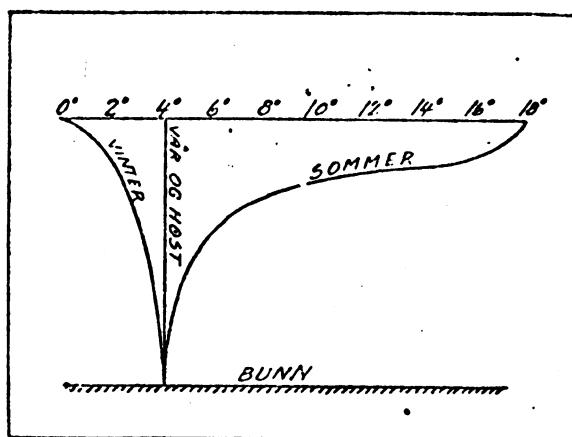


Fig. 24. Skjematisk fremstilling av temperaturforholdene i en sjø ved de forskjellige årstider.

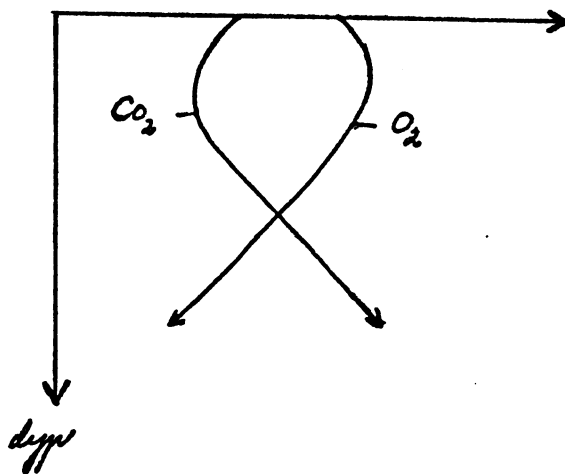


Fig. 25. Skjematisk fremstilling av kulldioksyd- og oksygenforholdene i en innsjø om sommeren.

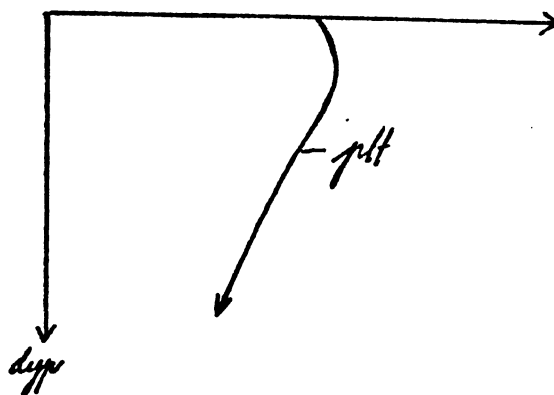


Fig. 26. Skjematisk fremstilling av pH-forholdene i en innsjø om sommeren.

### pH-forhold.

Fig. 26 viser en hyppig forekommende pH-sjiktning i innsjøene om sommeren. Kurven er nesten omvendt av CO<sub>2</sub>-sjiktningen. Dette skyldes en meget nær sammenheng mellom CO<sub>2</sub> og pH i våre fleste innsjøer med pH-verdier i intervallet 5.5 til 8.0, grovt regnet. I mer sure og alkaliske innsjøer er også pH bestemt av sterke syrer og baser. Sammenhengen mellom CO<sub>2</sub> og pH kan, som allerede vist, uttrykkes i ligningen:

$$\text{pH} = \text{pK} + \log [\text{HCO}_3^-]/[\text{CO}_2]$$

Denne ligning viser at når CO<sub>2</sub>-innholdet i vannet avtar, så øker pH. Øker CO<sub>2</sub>-innholdet, går det selvfølgelig i motsatt retning. Ligningen viser også at tilsetning av kalk (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) til vannet vil øke pH-verdiene.

### Jern og elektrolyttisk ledningsevne.

Disse verdiene vil normalt øke nedover i dypet på grunn av akkumulering og frigivelse fra sedimentene av stoffene, se fig. 27. Jern vil særlig bli frigitt fra sedimentene ved anaerobe forhold, og dette påvirker også selvsagt verdien for den elektrolyttiske ledningsevnen. Jernet blir redusert fra treverdige til toverdige som er lettere oppløselig enn det treverdige. Ved fullsirkulasjon og tilførsel av oksygen blir det toverdige jernet oksydert og felt som Fe(OH)<sub>3</sub>.

### Fosfor- og nitrogenforbindelser.

Fosfat og ammonium er hovedsakelig betinget av akkumulering og frigivelse fra sedimentene. Nitrat vil bli redusert til nitritt i dypvannet. Derfor avtagende verdier nedover i dypet. I det trofogene sjikt (der fotosyntesen foregår) vil som oftest fosfat, nitrat, nitritt og ammonium ha et minimum om sommeren. Dette skulle fremgå av fig. 28. I vårmeltingen er det foreløpige undersøkelser som tyder på rel. betydelig tilførsel av fosfat, nitrat-nitritt og ammonium fra isdekket på innsjøen til de frie vannmasser.

Denne tilførselen kommer som bestilt for algene som normalt har sin største produksjon på forsommeren.



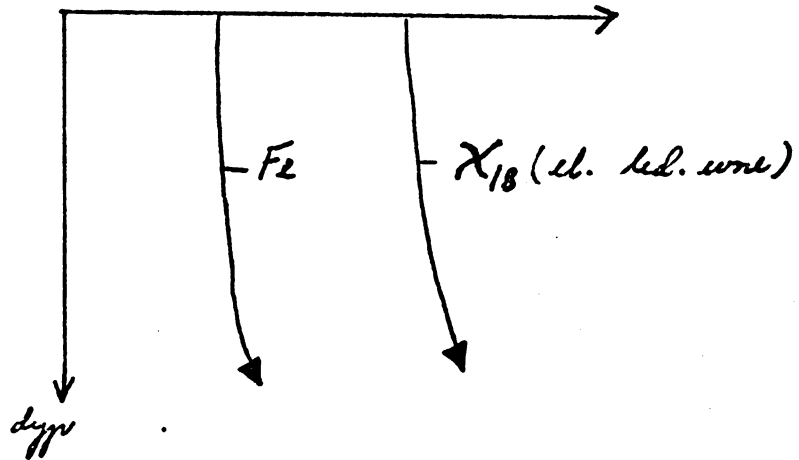


Fig. 27. Skjematisk fremstilling av verdiene for jern og elektrolyttisk ledningsevne i en innsjø.

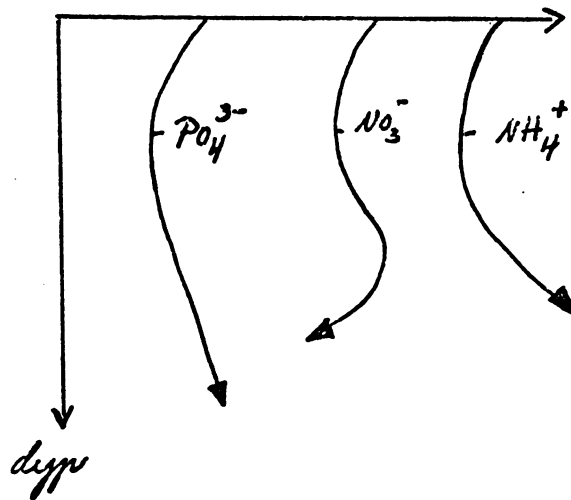


Fig. 28. Skjematisk fremstilling av viktige fosfor- og nitrogenforbindelser i en innsjø om sommeren.

### Innsjøøkosystemet og organisk materiale.

Innsjøene har alloktont og autoktont organisk materiale. Det alloktone org. materiale følger det samme fordelingsmønstrer som det anorganiske materiale i innsjøer. Se fordelingen av de oppløste anorganiske stoffene uttrykt som elektrolyttisk ledningsevne. Det autoktone org. materialets fordeling er betinget av innsjøøkosystemets karakter. Fig. 29 viser hovedkomponentene i innsjøøkosystemet. Grensen for planteproduksjon går der hvor lysmengden akkurat er for liten for fotosyntesen. Denne grensen deler også innsjøen i to hoveddeler. I den øverste delen foregår primæroppbyggingen av organisk stoff og i den nedre foregår nedbrytningen (kjemosyntese er holdt utenfor). Grensen for fotosyntesen ligger høyt oppe i vannmassen i de innsjøene som er lite gjennomtrengelige for lys og dypt nede i de innsjøene som har et gunstig lysklima. Lysets gjennomtrengelighet er bestemt av vannets farge og turbiditet. I våre innsjøer vil det si at vann med stort innhold av humusmateriale, leirpartikler og plantonorganismer har sterkt farge og turbiditet.

Normalt utgjør planteplanktonets (algenes) produksjon hovedmengden av primærproduksjonen i en innsjø.

Fig. 30 gir en oversikt over innsjøøkosystemet i modellform. Det er økosystemets forskjellige trofinivåer og dynamikken mellom dem som er skissert. Det er verdt å merke seg sedimentenes sentrale stilling i dette nokså lukkede system. Se også fig. 22.

### Generelle bemerkninger.

De fordelingsmønstrene som er belyst i dette kapitlet må ikke betraktes som at "slik er det i våre innsjøer." Foreleseren har forsøkt å presentere en del såkalte skoleeksempler som er et resultat av generaliseringer på grunnlag av en del forskningsresultater. Mange av de forhold som er fremstilt her er noen ganger vanskelig å finne igjen i innsjøene. Dette skyldes de mange detaljprosesser det ikke er meningen å behandle her, som har påvirket innsjøen.

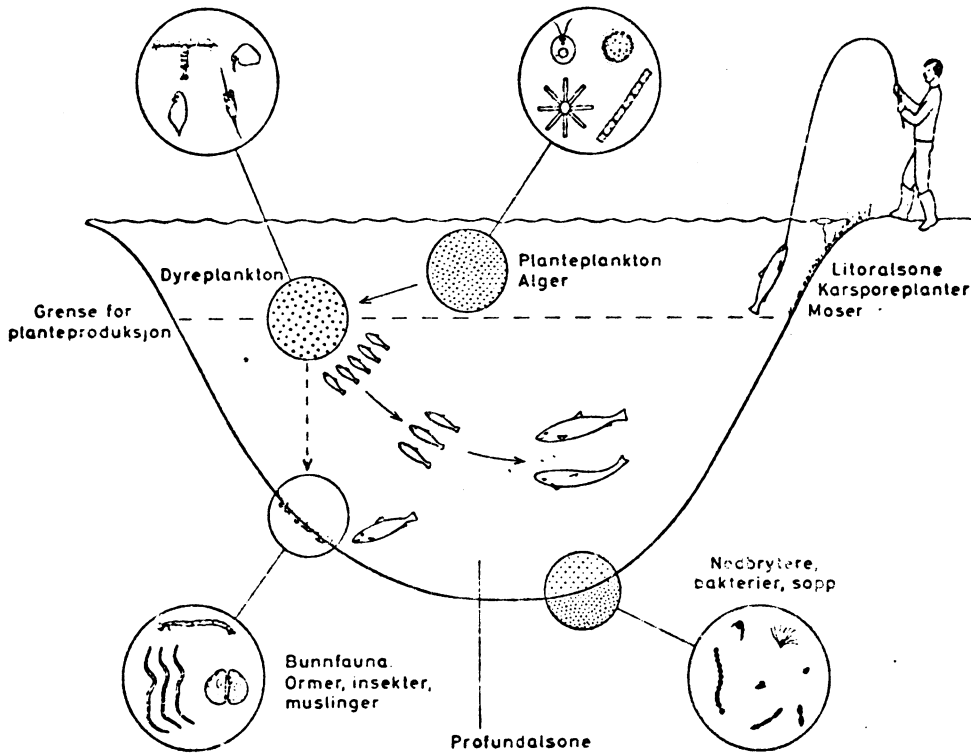


Fig. 29. Innsjøen som økosystem. Hovedkomponenter i næringskjeder og kretsløp. (Elgmork 1972).

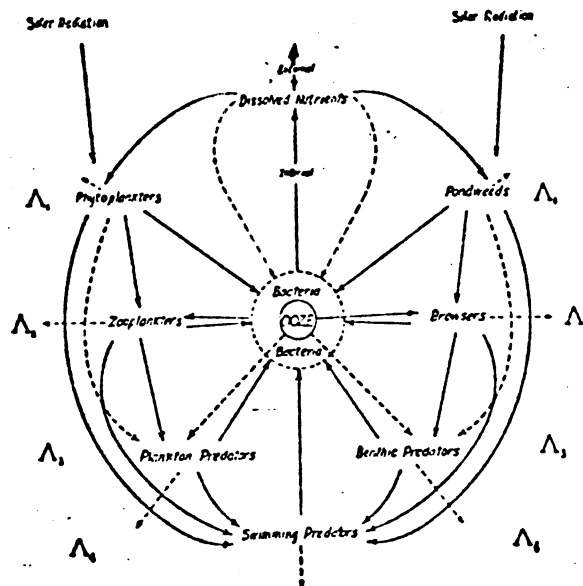


Fig. 30. Prinsippskjema for det biologiske kretsløp i en innsjø. (Lindeman 1942).

### III. Elver.

Elvene representerer, som allerede nevnt, åpne systemer sammenlignet med innsjøene.

#### Viktige forskjeller elver - innsjøer.

1. Kontinuerlig og retningsstabil vanntransport i motsetning til innsjøenes mer vilkårlige strømmer og turbulens.
2. Kontinuerlig blanding av vannet og ingen stagnasjonsforhold som i innsjøene. Dette har stor betydning for stoff- og energiomsetningen da oksygenforholdene stort sett alltid vil være tilfredsstillende.
3. Liten sedimentering av løsmateriale i elvene. Det strømmende vannet kan også gi erosjon av bunn og strand. Stort innhold av partikulære stoffer i elvene.
4. I elvene er det alloktone organiske materiale den viktigste energikilden. I innsjøene er dette normalt solstrålingen (som betinger produksjonen av det autoktone organiske materiale).
5. Variasjonene i de fysisk-kjemiske og biologiske forhold er hovedsaklig horisontale i elvene og vertikale i innsjøene.
6. Primærproduksjonen i elvene er normalt mindre enn i innsjøene.

#### Rennende vann, et "åpent økosystem."

Den kontinuerlige vanntransporten i vannløpene medvirker til liten resirkulasjon. Nå er resirkulasjon av organisk materiale en betingelse for å ha et økosystem. Elvene utgjør derfor i høyden et "åpent økosystem."

På grunn av lite vannvolum blir rennende vann sterkt påvirket av landet omkring og av innsjøene ovenfor. Stoff- og energitilførselen fra de omliggende økosystemer har en avgjørende betydning for vannmassenes sammensetning og variasjon.

#### Abiotiske forhold.

Strøm: Turbulens påvirker sammensetningen av vann, og i elver er strømhastigheten bestemmende for mengden suspendert materiale. En

strømhastighet på 50 cm/s vil frakte med seg løse partikler som er mindre enn ca. 5 mm i diameter og ved 100 cm/s forsvinner de høyere plantene.

Einsele har, ifølge Ruttner (1963), satt opp følgende tabell for relasjonen mellom strømhastigheter og bunnforhold:

<u>Hastigheter (cm/sek.)</u>	<u>Bunnsammensetningen</u>
3 - 20	Mudderbunn, store mengder organisk detritus (finmat.)
20 - 40	Fin sand
40 - 60	Grov sand til fin grus
60 - 120	Små, middels til knyttnevestor grus
120 - 200	Store steiner til kampesteiner

Oksygen: Oksygenforholdene er generelt gode i elvene. Det er liten stratifisering og beskjeden variasjon langs vannløpet. Generelt kan en likevel si at forholdene blir bedre med økende vannhastighet (turbulens).

Temperatur: Avhengig av opprinnelse (innsjø, grunnvannskilde etc.) og vannføring vil temperaturen i elvene variere i større grad enn i innsjøer. Rennende vann vil oftest være kaldere om sommeren enn det stillestående vann. Organismene er som regel kaldstenoterme (trives innenfor et lite intervall med rel. lave temperaturer).

Andre fysisk-kjemiske parametre:  $x_{18}$  (elektrolyttisk ledn.evne), hårdhet (Ca, Mg),  $KMnO_4$ -forbruk (org.materiale),  $SO_4$ , Cl, pH, alkalinitet ( $HCO_3$ ), Na, K, Si og turbiditet (partikkelinnholdet) er i første rekke bestemt av nedbørfeltets fysiografi (størrelse, form, geologi, vegetasjon o.s.v.) og avstanden til kysten (havvannets betydning for nedbørens kjemiske sammensetning).

Variasjonene i de fysisk-kjemiske forhold langs lengdeaksen av vassdragene følger derfor i grove trekk variasjonene av de to ovenfor nevnte faktorene. Årsvariasjonene er hovedsakelig betinget av nedbørfeltets hydrologiske regime. I vinterhalvåret f.eks., med hovedsakelig tilførsel av vann til elvene fra grunnvannsmagasiner, vil

$x_{18}$  ha høyere verdier enn om sommeren da tilførselen er dominert av overflatetilsig (overflatevannet har kortere kontakttid med berggrunnen enn grunnvannet og vil derfor løse opp mindre mengder med ioner). I vårflommen vil f.eks. elvenes fysisk-kjemiske tilstand være sterkt regulert av snøens, og følgelig smeltevannets tilstand.

Generelt vil  $x_{18}$  i vassdragene variere omvendt proporsjonalt med vannføringen, noe som skyldes fortykningen. Turbiditeten, derimot, synes stort sett å variere proporsjonalt med vannføringen, med det unntak at maksimumsverdiene nåes noe før flomkulminasjonene. Dette unntaket skyldes at hovedmengden av tilgjengelige partikler er fjernet før vannføringen har nådd sitt maksimum.

#### Floraen og faunaen.

Rennende vann har vanligvis små mengder med plankton. Høyere planter og moser er det viktigste primærproduktene i elvene. Algene er også representert, men meget beskjedent, i forhold til det som er vanlig i innsjøene. Hovedmengden av algene er bevoxninger på stein o.l. og de kalles aufvuchs eller periphyton (på norsk kalles de populært grønske når det er store mengder). Dyrene i rennende vann befinner seg hovedsakelig på bunnen tilpasset strømforholdene på forskjellige måter.

#### Sonering i rennende vann.

I lengderetningen av vassdragene er det en viss variasjon i sammensetningen av organismesamfunnene. Sammen med de to abiotiske faktorene, strømhastighet og temperatur, har dette dannet grunnlaget for en inndeling av vassdrag i typeavsnitt. Grovt sett kan rennende vann deles inn i to avsnitt:

Fjellbekksonen (Rhithron): Fra vassdragets begynnelse til det sted hvor den månedlige middeltemperatur (luft) når over 20°C. Sonen er videre karakterisert ved høyt oksygeninnhold, hurtigstrømmende vann og med et substrat av stein og grus. Se fig. 31.

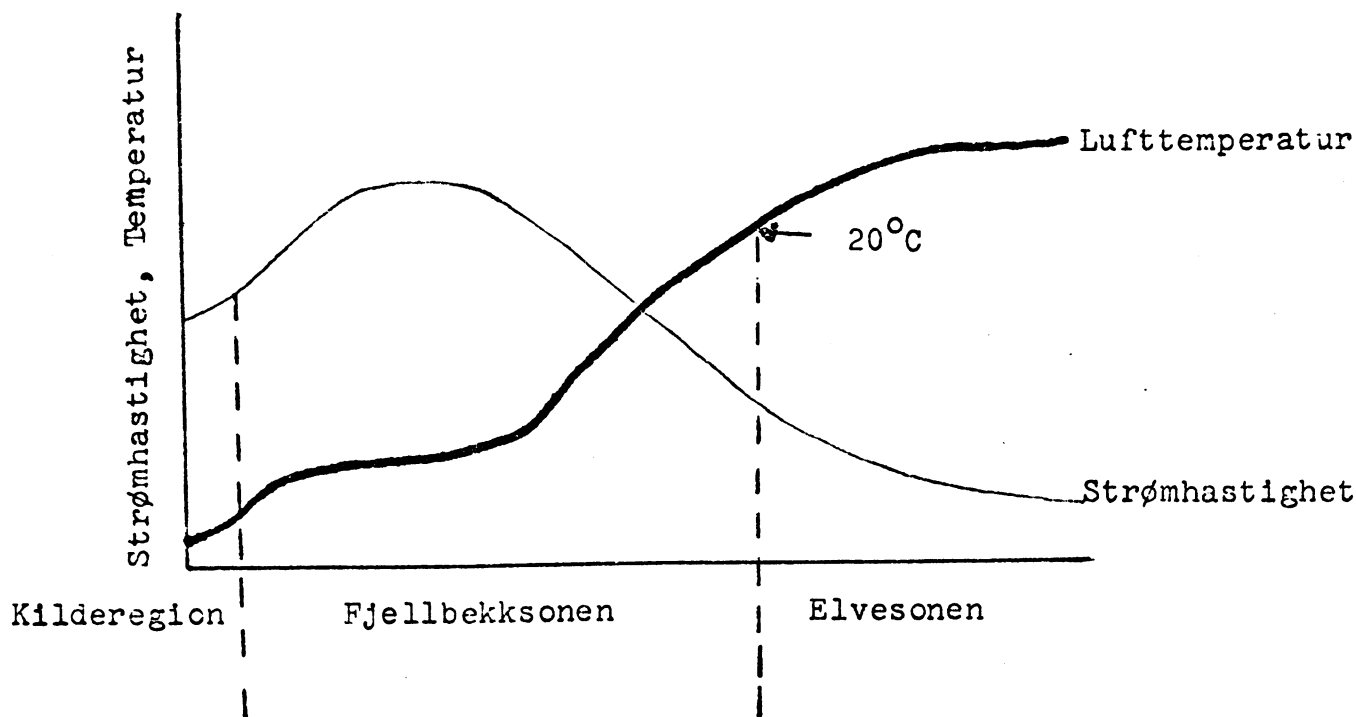


Fig.31 . Soneinndeling i rennende vann.

Elvesonen (Potamon): Regionen hvor den månedlige middeltemperatur når over  $20^{\circ}\text{C}$ . Videre er den karakterisert ved periodevis oksygen-svinn, sakterennede vann og løse bunnforhold med sand og mudder.

Inndelingen er basert på mellom-europeiske forhold, noe som gjør at norske elver og bekker, på grunn av temperaturfaktoren, så godt som alltid faller inn under kategorien fjellbekksonen.

#### F. Suspendert materiale.

Ved utstrømning og avrenning medfølger det også suspendert uorganisk og organisk materiale. Dette materiale kan tas opp fra undergrunnen eller tilføres vannet direkte fra atmosfæren. I Norden er konsentrasjonen av suspenderte stoffer i vassdragene generelt små.

### G. Skjematisk fremstilling av stoffenes kretsløp i vann.

Et forsøk på å fremstille vannets og saltnes kretsløp så enkelt som mulig er vist i fig. 32. De rektangulære boksene representerer kjente reservoarer i naturen og de heltrukne pilene transporten mellom disse. De lyse boksene og pilene representerer vannreservoarer og -strømmer inkludert de oppløste og suspenderte stoffene. De skraverte/mørke boksene og pilene representerer stoffenes reservoarer og transportveier. De brukne pilene viser de delene av vannets og saltnes kretsløp som delvis faller sammen. De mest betydningsfulle prosessene i stoffenes kretsløp er illustrert med de skraverte/mørke ovale og sekskantede boksene. De ovale representerer de naturlige og de sekskantede de menneskelige virksomheter.

### H. Stoffbalansevurderinger.

En balanseberegning av stoffenes hydrologiske kretsløp kan, som for vannbalanseberegningene, gjelde hele jorden, et nedbørfelt over lengre eller kortere tid, deler av nedbørfeltet o.s.v. Det er en meget komplisert oppgave å kartlegge stoffbalansen i alle detaljer i et nedbørfelt, av den grunn at forholdene er sterkt varierende innenfor året og årene imellom. Det krever med andre ord en meget omfattende, intensiv og langvarig undersøkelse, noe som er vanskelig gjort av økonomiske grunner.

Det er gjort noen målinger på stoffbalansen i nedbørfelt, d.v.s. hva som føres ut av feltet ved avrenningen og hva som kommer inn ved nedbøren. Differansen må da bli avgivelse eller opptak av stoffer i nedbørfeltet.



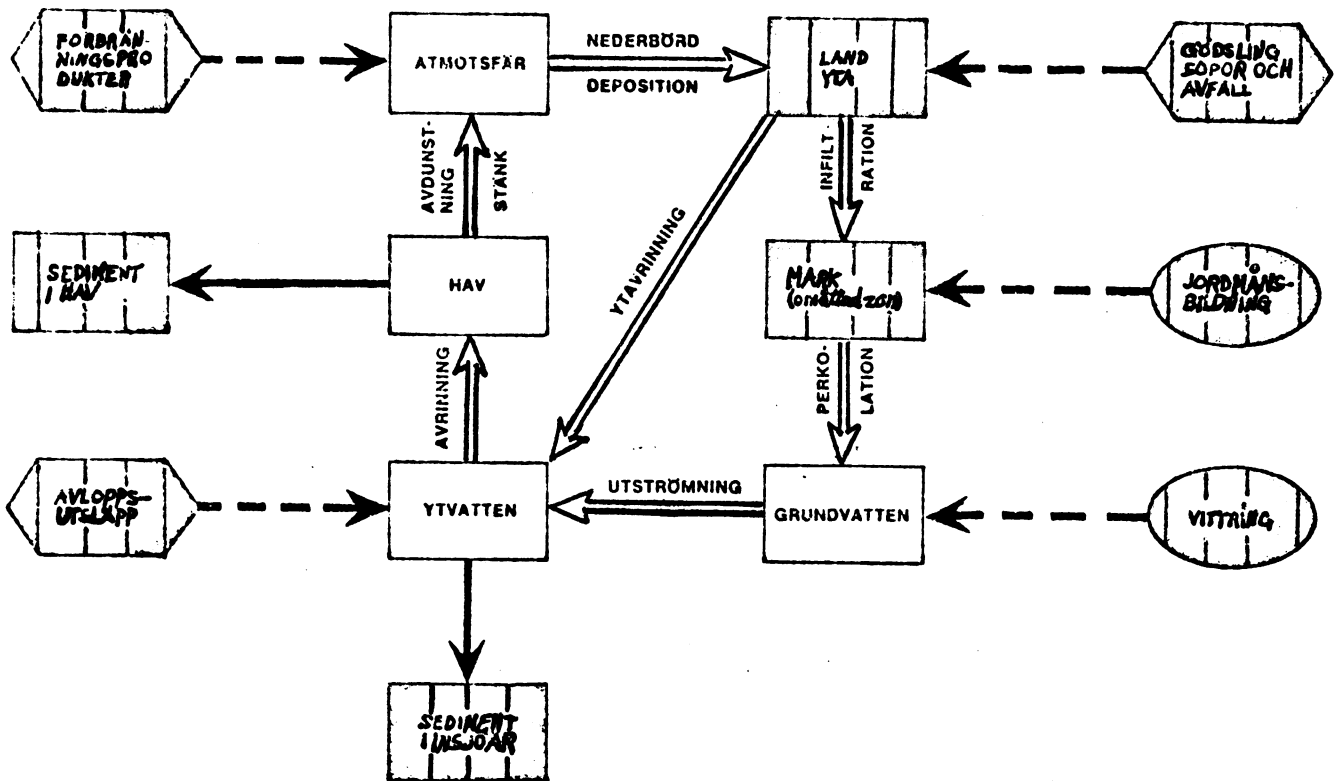


Fig. 32. (Eriksson 1974).

Budgeträkningar över vanliga konstituenterna i vatten för Velen och Kassjöområdet. Värden i kg per km<sup>2</sup> och år. Medelvärden för åren 1968—1973

	S	Cl	NO <sub>3</sub> -N	H <sub>2</sub> N -N	Na	K	Mg	Ca
<i>Velen</i>								
Tillfört med nederbörd	1 032	544	301	287	394	165	122	595
Bortfört med avrinning	938	1 110	22	15	920	248	316	1 113
Differens	94	-566	279	272	-526	-83	-194	-518
<i>Kassjön</i>								
Tillfört med nederbörd	815	203	180	186	240	90	48	407
Bortfört med avrinning	367	198	15	15	365	128	283	1 347
Differens	448	5	165	171	-125	-38	-235	-940

Tabell 11. (Eriksson 1974).

### I. Løste stoffer.

I tabell 11 er det gjengitt noen balanseberegninger for noen vanlige komponenter i to områder i Sverige. Ser vi først på Kassjøområdet merker vi at klorid nesten balanserer. Dette skulle tyde på små mengder med tørravsetning av havsalter i denne delen av Sverige. Videre ser vi at det er negative differanser for Na, K, Mg, Ca, noe som antas å være forårsaket av kjemisk forvitring i berggrunnen og jordmassene. Differansene for svovel- og nitrogenforbindelsene er positive. For nitrogenets del kan denne differansen skyldes flere faktorer: 1. organiske nitrogenforbindelser i avrenningen. 2. sedimentasjon av org. N-forbindelser. 3. forvandling av  $\text{NO}_3$  og  $\text{NH}_4$  til  $\text{N}_2$  (eller  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{NO}$ ) som forsvinner til atmosfæren. Svoveldifferansen kan skyldes både akkumulasjon i nedbørfeltet og på tap gjennom dannelsen av  $\text{H}_2\text{S}$  (som kan forsvinne til atmosfæren).

I Velenområdet balanserer ikke klorid. Differansen er stor og negativ og skulle ved første øyekast kunne tolkes som tørravsetning av havsalter. Men det synes å være andre årsaker også. Et stort antall grunnvannsanalyser tyder på utvasking av marine salter fra området. Når det gjelder tørravsetninger, kan det nevnes at en betydelig mengde med havsalter ble avsatt under de velkjente høststormene på vestkysten 1969. Dette kunne spores i en viss økning i kloridinnholdet i overflatevannet i området gjennom 1970. Kalsiumverdiene viser at tapet er mindre i Velenområdet enn i Kassjøområdet, noe som kan skyldes ulikheter i berggrunnen og jordmassene. Nitrogenforbindelsene synes å oppføre seg noenlunde likt i de to områdene.

### II. Suspenderte stoffer.

En balanseberegning av disse stoffene er ikke av særlig interesse for hydrologien når vi ser på avrenningen ut av nedbørfeltet i relasjon til nedbøren. Det er jo nedbørfeltet som hovedsakelig må avgi materiale ved denudasjon av undergrunnen. Det er bare unntaksvis at nedbøren kan bidra med noe stoff av betydning (sandstorm, utslipp).

### III. Eksempler på stofftransport fra Romeriksområdet.

Fig. 33 gir en oversikt over avrenningselvene hvor stofftransporten ble målt. Tabell 12 viser de ulike stoffer og mengder som ble registrert i elvene og i nedbøren. Ved å sammenligne de forskjellige stasjonene med nedbøren, får vi et inntrykk av utvaskingen av de ulike komponentene fra ulike deler av undersøkelsesområdet. Det er verdt å merke seg at utvaskingen fra Leira ovenfor Kringler er betydelig mindre enn nedenfor Kringler (som bl.a. vises av verdiene ved Kråkfoss). Forklaringen må søkes i områdenes ulike mengder med løsavleiringer som igjen betinger avrenningens fordeling mellom overflatevann og grunnvann. Leira nedenfor Kringler har mye større tilskudd av grunnvann enn ovenfor Kringler.

#### I. Vannets transittidfordeling.

Dette er en beskrivelse av vannets (og følgelig de medtransporterte stoffenes) oppholdstid. Gjennom hydrogenbombsprengninger i 50-årene ble atmosfæren tilført store mengder tritium. Dette stoffet er svakt radioaktivt og blir tatt opp i atmosfærens vannmolekyler slik at det finner sted en global merking av vanddampen. Kontinuerlige tritiumanalyser av vannet i lengre tid gjør, ved en enkel systemanalyse, det mulig å kartlegge i grove trekk hvordan vannmassene beveger seg nedover et vassdragssystem.

I forbindelse med IHD-prosjektet er det foretatt tritiumanalyser i en rekke norske vassdrag. Av disse analysene går det bl.a. frem at tritiuminnholdet i Drammensvassdraget og Skiensvassdraget er betydelig større enn f.eks. i Glåmavassdraget. Dette skulle tyde på at vannets oppholdstid i de to førstnevnte vassdragene er betydelig lengre enn i det sistnevnte. Dette skyldes vassdragenes ulike fordeling av vannvolumet på innsjøer og grunnvannsforhold. Vassdrag med praktisk talt ingen innsjøer og grunnvannsmagasin har et relativt meget lavt tritiuminnhold.

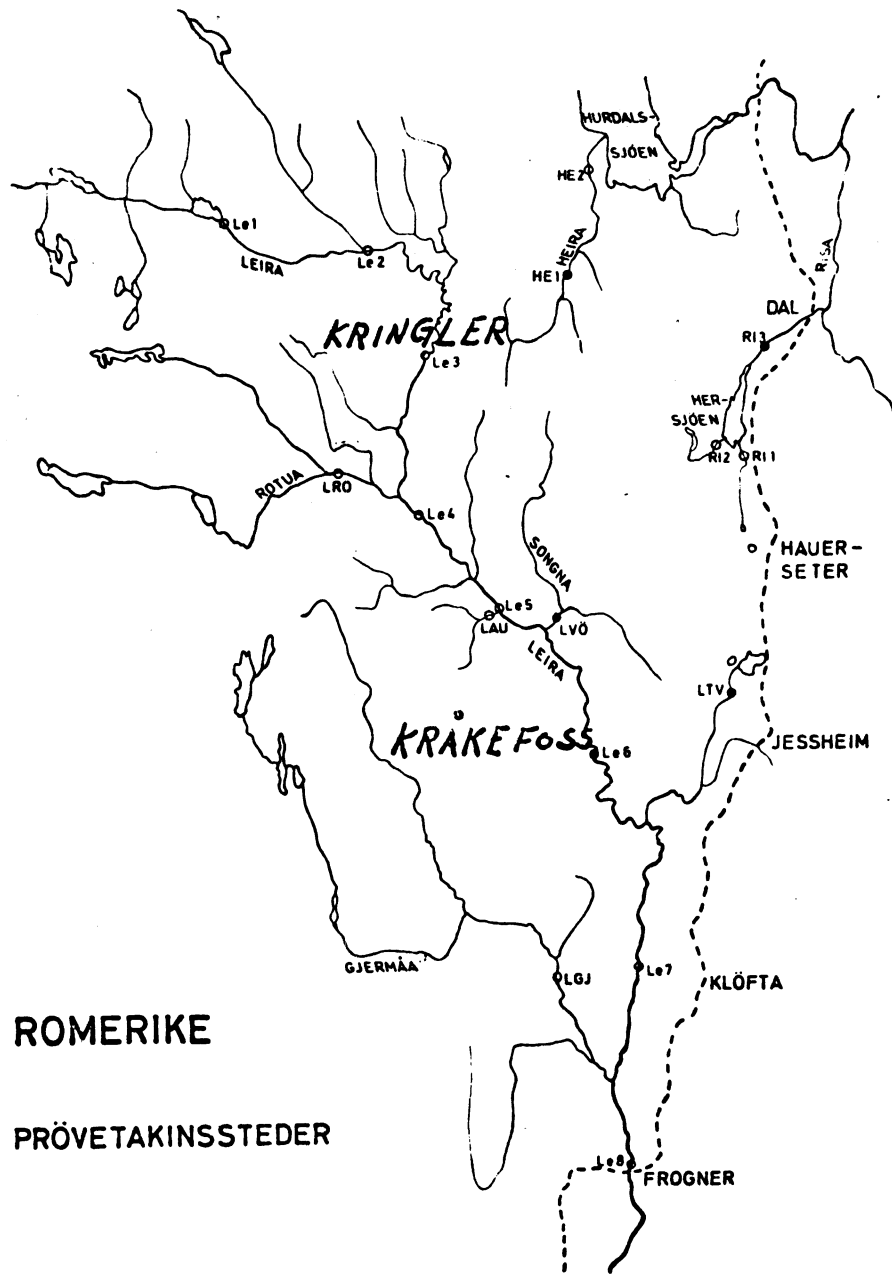


Fig. 33. (Holtan 1972 b).

*Avrenningselver fra Romeriksområdet.  
Stoff-transport i kg/ha pr. år.*

Komponent → Stasjon	Cl	SO <sub>4</sub>	Ca	Mg	Na	K	Tot-N	Tot-P
Leira	10	24	14	3	9	4	3	0.1
Kringler								
Leira	18	30	28	6	15	5	2	0.3
Kråkfoss								
Songna	70	168	261	37	61	24	10	2
Tveia	9	60	56	6	7	3	1	0.07
Risa	17	77	198	17	19	8	2	0.35
Nedbør								
Romerike	3	24	3	0.7	2	0.7		

Tabell 12. (Holtan 1972 b).

**Transittidfordeling for Skellefteå-älvens område  
oppströms Slagnäs, 6 460 km<sup>2</sup>.**

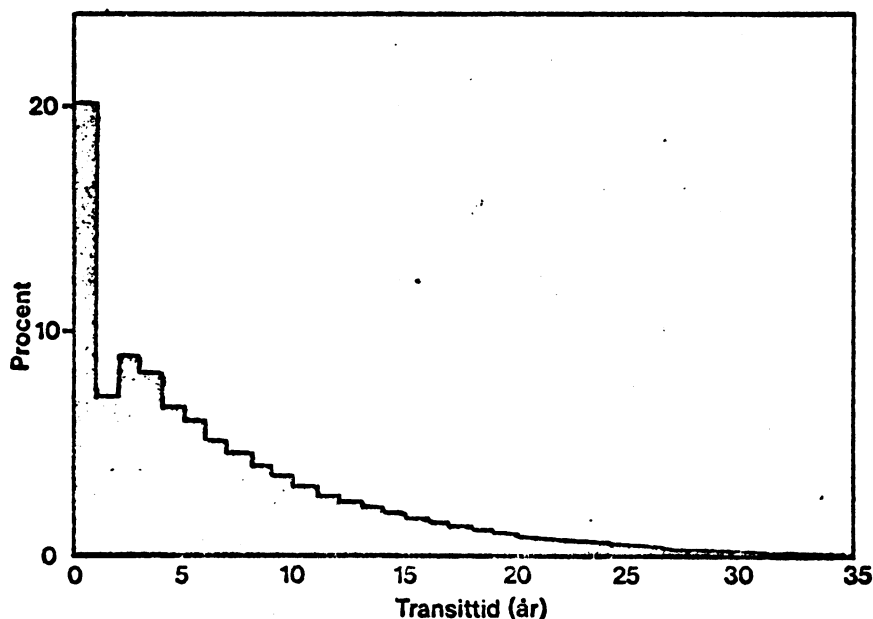


Fig. 34. (Eriksson 1974).

Fig. 34 og 35 viser transittidfordelingen i to svenske elver. I fig. 34 går det frem at ca. 20% av nedbøren renner av innen det året den faller ned. Den resterende nedbøren bruker relativt lang tid på å renne ut av området. I fig. 35 vil ca. 30% og 55% renne av henholdsvis innen det første og andre året. Det meste av nedbøren vil renne av etter relativt kort tid. Forklaringen på den ulike transittidfordelingen innenfor disse to nevnte områdene er stor sjøprosent (16.5) med en god del løsmasser i Skellefteå-området og liten sjøprosent (3.2) med hovedsakelig skog- og myrområder i Råne-området.

Transittdfördelning för  
Råne älv, 3 770 km<sup>2</sup>.

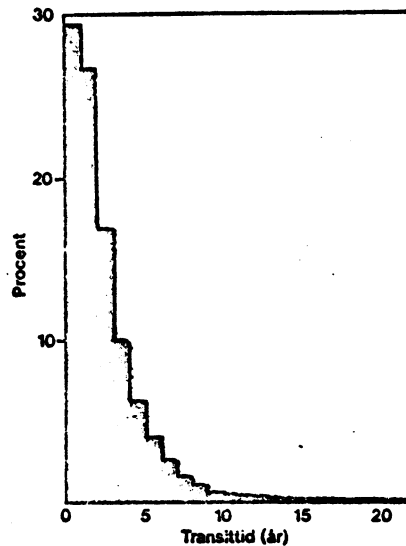


Fig. 35. (Eriksson 1974).

Precipitation Ø. Heimdalsvatn.

Date	17/12 1969	29/1 1970	22/2	1/3	2/4
pH	4.20	4.45	4.00	4.20	4.57
$\kappa_{19}$ , $\mu\text{S}/\text{cm}$	22.1	13.9	49.5	22.5	10.3
colour, mg Pt/l	<5	<5	<5	<5	<5
optical d., %abs.	12.0	—	14.2	8.5	2.0
KMnO <sub>4</sub> , mg/l	2.99	—	4.43	0.76	0.66
Ca, mg/l	<0.10	<0.10	<0.10	0.16	0.10
Mg, mg/l	0.40	0.35	0.29	0.27	0.14
Na, mg/l	0.13	0.26	0.05	0.40	0.08
K, mg/l	0.10	0.06	0.30	0.12	0.08
HCO <sub>3</sub> (A), mg/l	—	—	—	—	—
SO <sub>4</sub> , mg/l	4.00	2.60	6.57	2.78	1.47
Cl, mg/l	0.21	0.56	0.58	0.58	0.34
SiO <sub>2</sub> -Si, mg/l	<0.10	—	—	<0.10	<0.10
NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> -N, $\mu\text{g}/\text{l}$	550	136	920	180	179
NH <sub>4</sub> -N, $\mu\text{g}/\text{l}$	—	—	294	22	<5
PO <sub>4</sub> -P, $\mu\text{g}/\text{l}$	28	<2	2	8	9
Fe(II+III), $\mu\text{g}/\text{l}$	58	20	41	21	<10
Mn(t.inorg.), $\mu\text{g}/\text{l}$	138	<50	75	80	<50
Zn, $\mu\text{g}/\text{l}$	—	—	45	—	—
Cu, $\mu\text{g}/\text{l}$	—	—	50	—	—
Pb, $\mu\text{g}/\text{l}$	—	—	<50	—	—
$\Sigma$ anions, meq/l	0.099	0.072	0.153	0.108	0.044
$\Sigma$ cations, meq/l	0.112	0.078	0.155	0.118	0.048

Tabell 13. (Grøterud 1972 a).

## KORT BESKRIVELSE AV VANNETS SAMMENSETNING I DET HYDROLOGISKE KRETSLØP.

Naturlig vann kan i kjemisk sammenheng deles inn i tre hovedtyper basert på innholdet av de dominerende anioner: 1. Bikarbonatvann 2. Sulfatvann 3. Kloridvann.

### A. Nedbør.

Nedbøren har hovedsakelig kontakt med atmosfæren, noe som gjør at den alltid er mettet med  $O_2$  og  $CO_2$ . Nedbøren kan karakteriseres som sulfatvann og kloridvann. Hvilken av disse to typene som er mest dominerende er avhengig av havvannets påvirkning på atmosfæren og utslipp av  $SO_2$ -holdig røyk. Generelt vil den nedbøren som dannes nær kysten være kloridvann og den nedbøren som dannes nær industriområdene være sulfatvann. Av kationer vil kloridvannet som regel være dominert av Na-ioner, men også Mg-ioner kan forekomme i relativt store mengder. Sulfatvannet vil ofte ha dominans av  $H^+$ -ioner, noe som vises ved den lave pH. Generelt kan vi si at nedbøren har et lavt innhold av oppløste og suspenderte stoffer, noe som kommer til uttrykk ved lav elektrolyttisk ledn.evne, turbiditet og fargeverdi. Næringsstoffene N og P kan forekomme i relativt store konsentrasjoner, da først og fremst som  $PO_4$ ,  $NO_3$  og  $NH_4$ . Nedbøren er ellers gjennomgående fattig på Ca og Si. I de tilfelle atmosfærens vandamp har vært i kontakt med stormfulle støvrike områder, kan nedbøren inneholde en del Ca og Si.

Når det gjelder snøens kjemiske sammensetning, er det grunn til å merke seg at den gamle snøen kan være fattigere på enkelte stoffer enn den var som nyfållen snø. Dette skyldes en selektiv avsmelting og kan gi det første smeltevannet om våren høye konsentrasjoner av slike komponenter (f.eks.  $H_2SO_4$ ). Den motsatte effekt har fordunstning, sublimering og tørravsetning i den gamle snøen. Disse prosessene vil øke innholdet av ulike komponenter.

### B. Overflatevann.

Dette vannet har først og fremst kontakt med atmosfæren ovenfra og undergrunnen nedenfra. Det vil si at atmosfærens innhold av stoffer

og undergrunnens geologi og vegetasjon er hovedbestemmende for vannets sammensetning. I tillegg vil plante- og dyreorganismene modifisere denne sammensetningen mer eller mindre. Generelt vil overflatevannet ha høyere innhold av stoffer enn nedbøren. Dette skyldes først og fremst tilskuddet fra undergrunnen. Overflatevannet kan karakteriseres primært som bikarbonatvann, men sulfatvann og kloridvann kan også forekomme i visse områder. Sulfatvann er representert i nedbørfelt med stor myrprosent eller i felt med lite oppløselig berggrunn (kvartsitt, granitt), slik at den sulfatrike nedbøren vil dominere den kjemiske sammensetningen. Kloridvann kan en finne i områder med dominerende påvirkning av havsalter, enten ved utvasking av marine avsetninger eller ved sjøsprøyt i områder som ligger ute ved kysten. Dominansen av klorid i disse områdene er også betinget av undergrunnens tilførsel av andre ioner. Rodhe beskriver en "standardsammensetning" ("standard composition") av innsjøvann i Uppland på grunnlag av data fra Lohammar (se tabell 8). Denne standardsammensetningen gjelder for bikarbonatvann og omfatter "makrostoffene" ("major constituents"), det vil si Ca, Mg, Na, K, HCO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub> og Cl. Standardsammensetningens relasjon til den elektrolyttiske ledn.evne følger av disse tall:

EL.ledn.evne μS/cm, 20 °C	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Sum mg/l	Sum mckv/l
20	2,5	0,4	0,7	0,3	0,7	1,5	8,9	15	0,20
100	13,5	2,3	3,8	1,4	3,8	8,0	48,1	81	1,07
200	28,1	4,7	7,9	2,9	7,9	16,6	100,0	168	2,21
300	43,3	7,3	12,2	4,4	12,2	25,6	154,1	259	3,41
400	59,0	9,9	16,6	6,0	16,6	34,9	210,0	353	4,64

Rodhes standardsammensetning kan være nyttig som referanseramme for kvalitetsvurderinger av naturlig ferskvann (overflatevann), selv om den ikke spiller samme rollen for ferskvannet som havvannets konstante sammensetning (se tabell 9) for saltvannet.

Generelt utmerker overflatevannet seg ved stor variasjon i pH, el.ledn.evne, turbiditet, innhold av løst organisk materiale, plante- og dyreorganismer.



Når det gjelder isens sammensetning, synes den å være meget fattig på oppløste stoffer. Dette skyldes utfrysing. De suspenderte stoffene derimot, synes å kunne fryse inn i isen (f.eks. alger).

### C. Sigevann.

Sigevannet har først og fremst kontakt med løsmassene i undergrunnen. For det første vil derfor løsmassene prege sigevannets sammensetning og for det andre vil sigevannet, som vi tidligere har vært inne på, prege løsmassenes sjiktning (grunnlaget for dannelsen av de ulike jordsmonntypene).

Sigevannet blir på en måte filtrert gjennom jordsmonnet og løsmassene mellom dette og grunnvannsspeilet. Det er vanskelig å si noe særlig generelt om sigevannets sammensetning, da jordsmonnet og løsmassene har et uendelig antall strukturer, mektigheter, sammensetninger o.s.v. Det er imidlertid rimelig å anta at nedbørens og overflatevannets variasjoner utjevnes på veien nedover (som sigevann) mot grunnvannet. Det er også grunn til å regne med reduksjon i vannets turbiditet, farge og innhold av P ( $PO_4$ ).

### D. Grunnvann.

Kontakten med dette vannet er berggrunnen og løsmassene. Kontakttiden er lang i forhold til sigevannets kontakt med jorda. Dette gjør at sammensetningen av grunnvannet gjenspeiler klart de geokjemiske forhold i undergrunnen. Generelt kan vi si at grunnvannet har lav fargeverdi, turbiditet, lavt innhold av organisk materiale,  $O_2$ , få eller ingen plante- eller dyreorganismer, høy el.ledn.evne og høyt innhold av  $CO_2$ , Fe, Mn, F, N-forbindelser.

### E. Havvann.

Havet kan betraktes som den globale destillasjonskolbe med vanttilførsel fra alle de vanntypene som er behandlet ovenfor. Det resulterer da i en oppkonsentrering av alle de stoffene som disse vanntypene er sammensatt av. Gjennom det enorme tidsrommet som havet har eksistert, har det oppstått likevekt med hensyn til vannets kjemiske sammensetning. Denne likevekten åpenbarer seg gjennom havvannets konstante ionesammensetning (se tabell 9).

Sandtjern. Station: S-1 Date: 25/1—1970.

Depth, m	1	2	3	4	4,7
pH	5,30	5,22	5,20	5,30	5,82
Temp., °C	0,68	2,86	3,92	4,44	4,70
$\chi_{15}$ , $\mu\text{S/cm}$	11,7	12,0	12,3	12,2	18,6
Colour, mg Pt/l	< 5	< 5	< 5	< 5	70
Optical d. % abs.	19,5	20,1	20,0	21,2	41,0
KMnO <sub>4</sub> , mg/l	9,43	9,50	9,83	10,46	12,34
Oxygen, ml/l	7,16	6,31	4,36	2,14	1,00
Oxygen, %	76,6	71,5	49,0	25,2	11,6
Ca, mg/l	0,90	0,93	0,93	0,96	0,99
Mg, mg/l	0,56	0,56	0,52	0,49	0,68
Na, mg/l	0,70	0,69	0,77	0,75	0,77
K, mg/l	0,44	0,43	0,40	0,44	0,39
HCO <sub>3</sub> (A), mg/l	1,40	1,45	1,43	1,61	5,54
SO <sub>4</sub> , mg/l	3,01	3,10	2,94	3,02	3,06
Cl, mg/l	0,60	0,61	0,63	0,61	0,65
SiO <sub>2</sub> — Si, mg/l	0,14	0,20	0,20	0,31	0,43
NO <sub>3</sub> + NO <sub>2</sub> — N, $\mu\text{g/l}$	14	13	20	22	20
NH <sub>4</sub> — N, $\mu\text{g/l}$	14	18	20	35	89
PO <sub>4</sub> — P, $\mu\text{g/l}$	< 2	< 2	< 2	2	2
Fe (II + III), $\mu\text{g/l}$	28	32	37	69	1415
Mn (t.inorg.), $\mu\text{g/l}$	50	55	50	79	223
$\Sigma$ anions, meq/l	0,107	0,110	0,110	0,107	0,173
$\Sigma$ cations, meq/l	0,142	0,143	0,145	0,145	0,211

Tabell 14. (Grøterud 1972 b).

Ö. Heimdalsvatn. Station: L-2 Date: 29/1—1970.

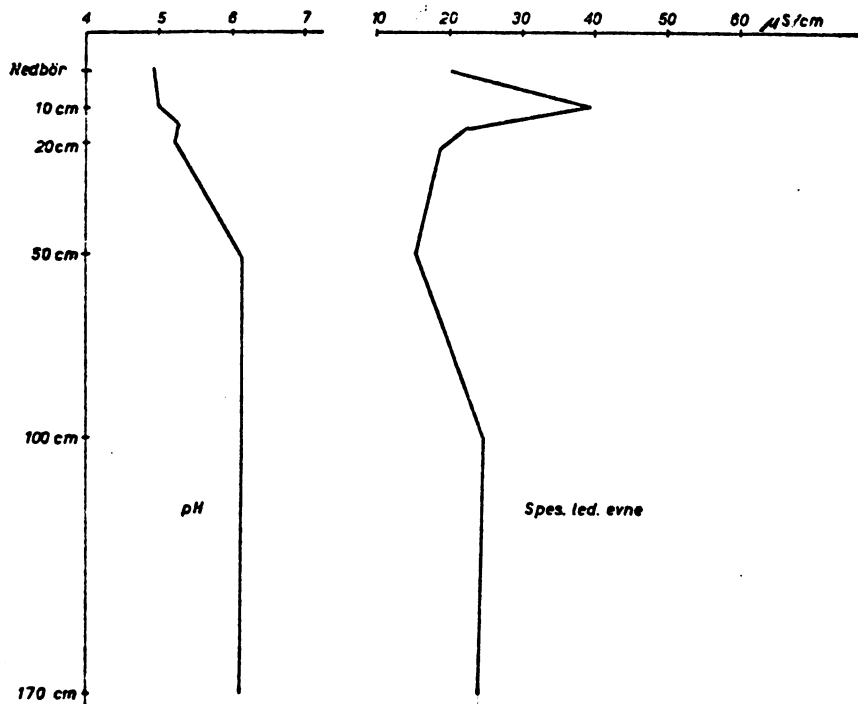
Depth, m	1	6	11	11,5
pH	6,50	6,14	6,02	6,10
Temp., °C	0,38	1,18	2,70	3,10
$\chi_{15}$ , $\mu\text{S/cm}$	17,2	18,0	20,6	22,1
Colour, mg Pt/l	< 5	< 5	< 5	15
Optical d. % abs.	13,7	14,3	9,5	24,0
KMnO <sub>4</sub> , mg/l	3,96	3,28	1,14	2,50
Oxygen, ml/l	8,52	6,44	2,09	1,24
Oxygen, %	97,2	75,4	25,9	15,8
Ca, mg/l	1,92	2,00	2,32	2,80
Mg, mg/l	0,73	0,63	0,83	0,83
Na, mg/l	0,89	0,85	0,91	0,94
K, mg/l	0,40	0,41	0,39	0,40
HCO <sub>3</sub> (A), mg/l	7,32	7,46	7,94	9,15
SO <sub>4</sub> , mg/l	2,36	2,30	3,25	2,31
Cl, mg/l	0,43	0,40	0,47	0,45
SiO <sub>2</sub> — Si, mg/l	2,03	1,95	2,33	2,51
NO <sub>3</sub> + NO <sub>2</sub> — N, $\mu\text{g/l}$	15	26	39	15
NH <sub>4</sub> — N, $\mu\text{g/l}$	10	20	40	137
PO <sub>4</sub> — P, $\mu\text{g/l}$	4	4	7	4
Fe (II + III), $\mu\text{g/l}$	48	43	53	716
Mn (t. inorg.), $\mu\text{g/l}$	50	50	60	106
$\Sigma$ anions, meq/l	0,182	0,171	0,212	0,211
$\Sigma$ cations, meq/l	0,209	0,204	0,238	0,296

Tabell 15. (Grøterud 1972 b).

Abbortjern. Station: A-2. Date: 23/3—1970.

Depth, m	1	4	8	12	15,5
pH	6,80	6,60	6,45	6,32	6,30
Temp., °C	0,23	3,15	3,34	3,48	3,62
$\Sigma$ , $\mu$ S/cm	43,8	40,8	42,8	47,3	51,1
Colour, mg Pt/l	12,5	7,5	5	12,5	17,5
KMnO <sub>4</sub> , mg/l	14,13	14,98	14,17	11,30	14,04
Oxygen, ml/l	6,12	5,26	3,89	1,85	0,26
Oxygen, %	63,0	58,7	43,5	20,8	2,9
Ca, mg/l	8,05	7,53	8,37	8,89	8,89
Mg, mg/l	0,51	0,66	0,34	0,66	1,22
Na, mg/l	1,29	1,15	1,17	1,20	1,31
K, mg/l	0,50	0,32	0,32	0,34	0,42
HCO <sub>3</sub> (A), mg/l	20,94	20,96	21,68	24,61	27,45
SO <sub>4</sub> , mg/l	6,44	5,38	5,63	5,69	5,80
Cl, mg/l	0,44	0,38	0,44	0,39	0,40
SiO <sub>2</sub> — Si, mg/l	2,41	2,49	2,60	2,89	3,14
NO <sub>3</sub> + NO <sub>2</sub> — N, $\mu$ g/l	27	26	29	37	9
NH <sub>4</sub> — N, $\mu$ g/l	47	30	35	40	99
PO <sub>4</sub> — P, $\mu$ g/l	21	55	36	19	9
Fe (II + III), $\mu$ g/l	22	34	40	86	159
$\Sigma$ anions, meq/l	0,491	0,469	0,487	0,534	0,583
$\Sigma$ cations, meq/l	0,515	0,488	0,505	0,559	0,617

Tabell 16. (Grøterud 1972 b).



Variasjon av pH og spesifikk ledningsevne i sivevann.

Fig. 36. (Kirkhusmo 1972).

Avrenningselver fra Romeriksområdet.  
Fysisk-kjemiske analyseresultater. Middelerverdier.

Komponent Stasjon	pH	Spes. el. ledn. e. µS/cm	Klorid mg Cl/l	Sulfat mg SO <sub>4</sub> /l	Kal- sium mg Ca/l	Mag- nesium mg Mg/l	Natrium mg Na/l	Kalium mg K/l	Total N µg N/l	Nitrat µg N/l	Total P µg P/l
Leira ..... Kringler .....	6,73	33,4	1,9	4,6	3,03	0,64	1,84	0,66	380	163	19
Leira ..... Kråkfoss .....	7,10	80,8	6,5	9,0	8,79	1,85	5,24	1,39	597	355	44
Songna .....	7,69	233	8,6	20,5	32,63	4,70	7,35	2,83	1299	934	237
Tveia .....	7,55	163	4,3	27,6	27,85	3,14	3,28	1,53	455	192	32
Risa .....	7,71	174	2,8	11,5	31,67	2,92	3,08	1,25	324	107	55
Nedbør ..... Romerike .....	4,70	28,0	0,10	3,9	0,64	0,15	0,27	0,30		361	
Grunnvann ..... Futusmo .....	7,90	206	1,2	13,2	40,40	2,62	1,86	1,30	55*	16	95

\* NH<sub>4</sub>-N

Tabell 17. (Holtan 1972 b).

F. Noen eksempler fra Norge.

Tabell 13 viser nedbørdata fra Ø. Heimdalsvatn i Jotunheimen. Det er grunn til å merke seg de lave verdiene for pH, Ca, SiO<sub>3</sub> (reaktivt silikat) og høye verdiene for SO<sub>4</sub>, N-forbindelser (også en av PO<sub>4</sub>-verdiene).

Tabell 14, 15 og 16 viser fysisk-kjemiske analyser fra ulike dyp i tre innsjøer. Sandtjern og Aborttjern ligger i et område syd for Tyrifjorden (se fig. 39). En kan merke seg variasjonene nedover i dypet og ulikhetene i verdiene for pH, el.ledn.evne (x<sub>18</sub>), farge, KMnO<sub>4</sub> (org.mat.), Ca, HCO<sub>3</sub> (alkalinitet) og SiO<sub>3</sub> for de tre innsjøene.

Fig. 36 gir et beskjedent inntrykk av sigevannets kjemiske sammensetning nedover i jorda ved Nordmoen på Romerike (se fig. 38). Maksimalverdien for ledn.evnen i 10 cm viser utvaskingen av ioner i bleikjordsjiktet og minimumsverdien noe dypere ned binding av ioner i anrikingsjiktet.

Tabell 17 skulle gi et inntrykk av grunnvannets kjemiske sammensetning sammenlignet med overflatevann og nedbør. Av elvene representerer Leira ved Kringler først og fremst overflatevann, Songna, Tveia og Risa hovedsakelig grunnvann og Leira ved Kråkefoss en blanding av overflatevann og grunnvann.

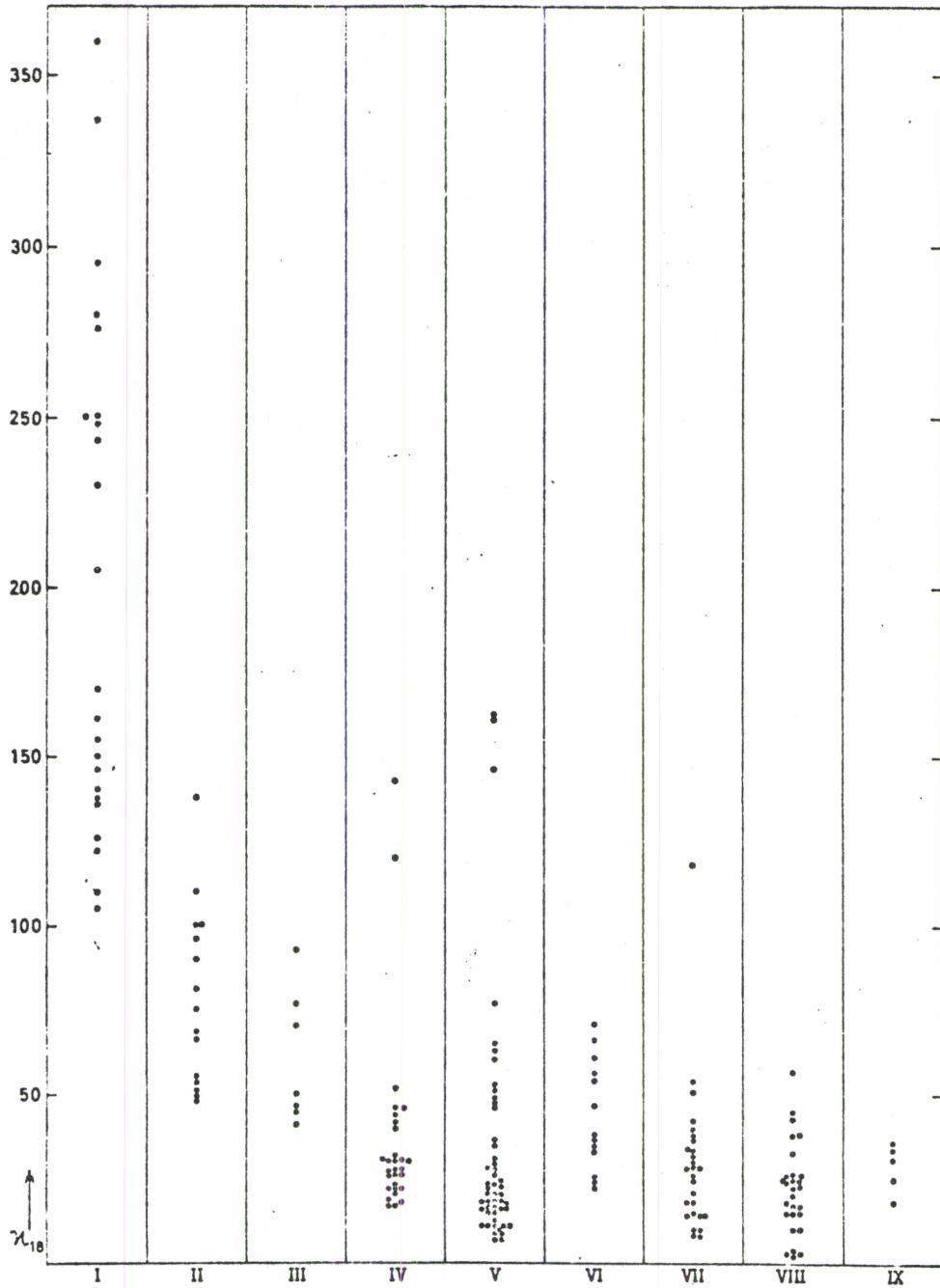


Diagram showing the distribution of specific conductivity in the different geological lake groups. The figures along the abscissa represent the following groups: I, Cambro-Silurian sedimentary rocks; II, Strongly altered Cambro-Silurian rocks; III, Certain parts of Cambro-Silurian rocks; IV, Permian rocks; V, Archean rocks; VI, Charnokitic rocks of Lofoten; VII, Different rocks in the Caledonian zone; VIII, Sparagmite and "basal gneiss"; IX, Lakes with large catchment areas.

Fig. 37. (Kjensmo 1966).



## LITT OM VANNKVALITET OG MATERIALTRANSPORT I ULIKE TYPER NEDBØRFELT.

### A. Generelt.

Vannets innhold av løste og suspenderte stoffer i et nedbørfelt er regulert av følgende faktorer: 1. Nedbørens mengde, intensitet, varighet og sammensetning. 2. Nedbørfeltets størrelse, form (tre-dimensjonale), beliggenhet og vegetasjon. 3. Klima. 4. Aktiviteter i nedbørfeltet. Nedbørfeltets geologi synes å være den mest dominerende faktoren med hensyn til vannets naturlige konsentrasjon av stoffer. De andre faktorene, med unntak av 4, vil bare virke modifierende på den stoffkonsentrasjonen som geologien har lagt grunnlaget for. Fig. 37 skulle gi et inntrykk av geologiens betydning for vannets ionekonsentrasjoner uttrykk ved den el.ledn.evnen ( $x_{18}$ ).

### B. Noen eksempler fra Norge.

#### I. Innsjøer på Romerike.

Tabell 18 gir en oversikt over vannets kjemiske sammensetning, uttrykt ved noen sentrale parametre, i 28 innsjøer. De fleste av innsjøenes beliggenhet er vist på fig. 38. Som det fremgår av tabellen og figuren, har vi her et område med mange meget ulike innsjøer beliggende tett inntil hverandre. Dette er unikt i global målestokk. Forklaringen på disse ulikhetene synes hovedsakelig å være knyttet til hydrologiske forhold. Det vil si at innsjøenes prosentvise tilførsel av nedbør, overflatevann og grunnvann er meget forskjellig. Nedbøren og grunnvannet har jo, som allerede påpekt, svært forskjellig sammensetning. Innsjøenes ulike hydrologi er antatt å være av geologisk natur. De innsjøbassengene som hovedsakelig har tilførsel av nedbør synes å være tette, altså impermeable for grunnvannet i området. Dette indikeres av sedimentprøver og registreringer av grunnvannsspeilet like i strandkanten. Sedimentprøvene er harde og tørre og grunnvannsspeilet står lavere enn innsjøoverflaten. Grunnvannsspeilets nivå tyder på en trykkgradient fra innsjøen og ut i grunnvannet og ikke omvendt, slik en vanligvis registrerer. Innsjø nr. 3 og 27, f.eks., må antas først og fremst å motta nedbør (overflatevann), mens innsjø nr. 5 og 25 stort sett får tilskudd fra grunnvann. Innsjø nr. 2 kan gi gjette på får tilførsel både fra nedbør (overflatevann) og grunnvann.

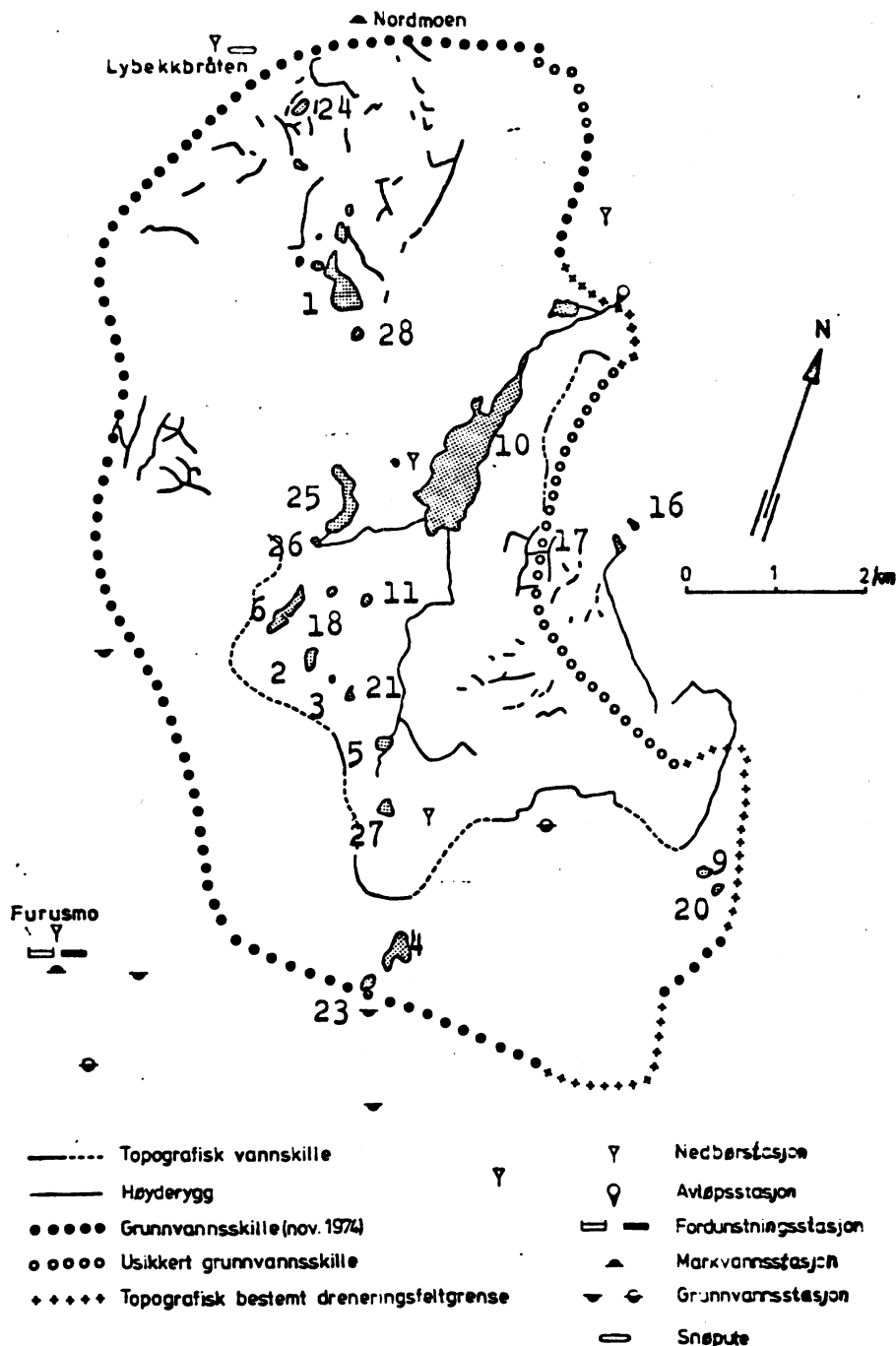


Fig. 38. (Ruud 1975).

Den mer detaljerte sammensetningen av de 28 innsjøene kan settes i sammenheng med de andre faktorene (nedbørfeltets størrelse, form, geologi og vegetasjon, aktiviteter). F.eks. har innsjø nr. 3 og 17 store torvmyrer i sitt nedslagsfelt, noe som kommer til uttrykk i det høye  $\text{KMnO}_4$ -forbruket (innholdet av org.mat.).

Some important characteristics of the lakes. Hydrographical values are means for six investigations during 1973.

No. Name	Area (ha)	Depth (m)	KMnO <sub>4</sub> consumption (mg/l)	x <sub>18</sub> µS/cm	pH	Ca (mg/l)	time of total O <sub>2</sub> depletion
1 Aurtjern	12.4	16.5	8.7	30	6.5	4.1	permanent
2 Bakketjern	2.3	14.5	19.0	70	6.9	14.8	permanent
3 Vesle Bakketjern	0.3	9.5	118.	27	4.4	1.3	permanent
4 Bonntjern	4.6	9.0	15.4	54	6.9	10.2	
5 Dagsjøen	2.0	7.0	8.5	203	7.4	41.4	summer/winter
6 Danielsetertjern	4.8	5.5	11.6	132	7.3	27.8	
7 Flatnertjernet	1.0	5.0	9.6	13	4.4	0.5	
8 Fugletjernet	0.6	1.5	13.3	12	5.4	0.9	
9 Gråvtjern	1.7	7.0	35.1	58	6.8	10.3	permanent
10 Hersjøen	64.0	16.5	5.2	186	7.6	35.9	summer/winter
11 Katt-tjern	1.3	13.5	13.6	16	5.6	0.9	summer/winter
12 Ljøgodttjern	2.4	16.0	12.0	76	6.9	12.3	permanent
13 Majorssetertjern	0.1	6.5	18.1	19	5.5	1.8	summer/winter
14 Hjøntjern	0.6	8.5	5.8	238	7.5	49.1	summer/winter
15 Nordbytjernet	26.4	23.5	10.0	175	7.2	32.1	permanent
16 Nordkulpen	0.5	3.0	49.8	34	5.8	4.2	summer
17 Sandtjernet	1.5	7.0	58.6	37	5.5	4.6	summer/winter
18 Skråtjern	0.9	11.5	14.9	102	7.1	22.4	permanent
19 Skånetjern	1.1	5.5	57.2	64	6.7	10.0	summer/winter
20 Sofrødtjern	1.0	3.0	27.0	31	6.3	4.0	
21 Stormåsan	0.9	5.5	56.4	17	4.2	0.3	summer
22 Svarttjern	2.2	10.5	5.1	183	7.1	34.6	winter
23 Svenskestutjern	2.2	17.0	5.3	14	5.2	0.8	summer
24 Sermotjernet	1.6	5.0	19.4	14	4.6	0.5	
25 Transjøen	9.3	22.0	5.4	271	7.7	55.3	permanent
26 Vesletjern	0.8	4.0	5.6	279	7.6	55.1	
27 Vilbergtjern	2.4	17.0	11.3	13	5.6	0.9	permanent
28 Vollsnesputten	0.8	4.0	12.5	17	6.0	1.3	winter

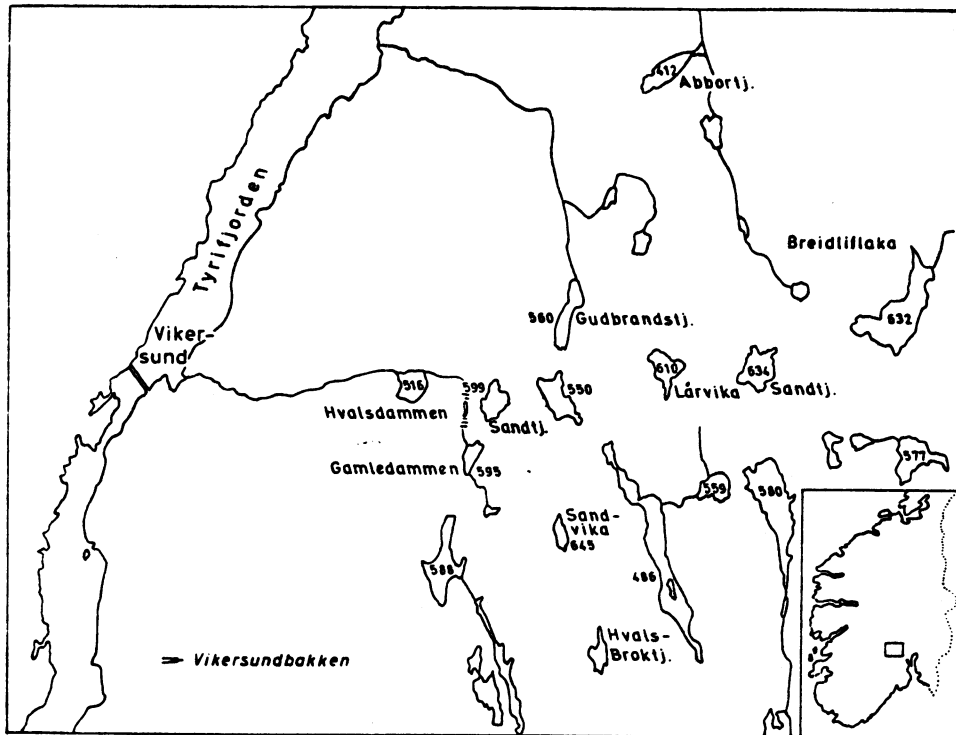
Tabell 18. (Hongve 1975).

Årsaken til at noen innsjøbasseng synes å være tette er foreløpig på hypotesestadiet, men det er i gang forskning på dette problemet, så vi får håpe at forklaringen ikke ligger altfor langt inn i fremtiden.

## II. Innsjøer syd for Tyrifjorden.

Innsjøenes beliggenhet og geologien i området er vist i fig. 39 og 40. Som det fremgår av figurene, ligger de fleste innsjøene i områder med sure dypbergarter (Oslo-feltet). Det er bare Abbottertjern og delvis Hvalsdammen som har noen kontakt med kalkrikere kambrosilur-bergarter. Tabell 19 skulle gi et inntrykk av innsjøenes kjemiske sammensetning. Som vi ser så er alle innsjøene, med unntak av Abbottertjern, meget fattige på elektrolytter (salter). En vurdering av den elektrolyttiske ledv.evnen (x<sub>18</sub>) og summen av Ca, Mg, Na og K viser at det er et godt samsvar unntatt for Sandtjern (599) og Gudbrandstjern. Med unntak av Abbottertjern er x<sub>18</sub> for Sandtjern (599) og Gudbrandstjern mindre enn for de andre innsjøene. Derimot er summen av Ca, Mg, Na og K større i Sandtjern (599) og Gudbrandstjern





· Oversiktskart over innsjøområdet. Målestokk 1:50.000. Tegnet etter kartbladet Lier fra Norges geografiske oppmåling 1968.

Fig. 39. (Grøterud 1973).



Fig. 40. (Grøterud 1973).

enn i de andre innsjøene (med unntak av Abbortjern). Forklaringen på dette er at ved pH 5 og lavere har mengden av  $H^+$ -ioner betydning for  $x_{18}$ .

Gjennomsnittsdata fra innsjøene (under høstfullsirkulasjon)

Parameter	Sandtjern (599)		Gudbrandstjern		Gamledammen		Lårvika	
	28/10 1970	24/10 1971	28/10 1970	31/10 1971	28/10 1970	31/10 1971	28/10 1970	31/10 1971
pH .....	5,10	5,20	5,30	5,25	4,74	4,80	4,85	4,80
$\kappa_{18}$ , $\mu\text{S/cm}$ .....	11,0	11,7	13,4	13,2	17,0	16,2	17,5	17,9
Farge, mg Pt/l ..	<5	<5	<5	<5	40	45	20	20
KMnO <sub>4</sub> , mg/l ...	12,0	12,1	15,5	16,8	57,1	61,4	20,8	22,1
Ca, mg/l .....	0,8	0,9	1,3	1,2	0,2	0,3	0,4	0,5
Mg, mg/l .....	0,6	0,6	0,7	0,6	0,1	0,1	0,6	0,6
Na, mg/l .....	0,7	0,7	0,9	1,0	0,4	0,5	0,4	0,4
K, mg/l .....	0,3	0,4	0,4	0,4	0,2	0,1	0,9	0,8
HCO <sub>3</sub> , mg/l ....	1,3	1,4	1,4	1,0	—	—	—	—
SO <sub>4</sub> , mg/l .....	3,4	3,5	3,8	3,9	4,6	4,5	4,6	4,7
Cl, mg/l .....	0,5	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6

Parameter	Sandvika		Hvalsdammen		Abbotstjern		Hvals- Broktjern		Sandtjern (634)	
	29/10 1970	31/10 1971	29/10 1970	30/10 1971	29/10 1970	30/10 1971	29/10 1970	29/10 1971	31/10 1970	31/10 1971
pH .....	4,88	4,90	4,82	4,85	7,10	7,00	4,90	4,89	4,70	4,75
$\kappa_{18}$ , $\mu\text{S/cm}$ .....	15,0	14,9	16,5	16,0	52,4	51,2	14,9	14,8	17,3	17,5
Farge, mg Pt/l .....	<5	<5	30	35	10	10	<5	<5	<5	<5
KMnO <sub>4</sub> , mg/l .....	18,1	20,3	54,2	56,3	35,1	30,5	19,5	21,0	13,3	12,6
Ca, mg/l .....	0,3	0,3	0,4	0,4	9,2	9,2	0,4	0,3	0,3	0,4
Mg, mg/l .....	0,3	0,3	0,4	0,3	0,7	0,6	0,3	0,2	0,3	0,3
Na, mg/l .....	0,4	0,5	0,5	0,5	1,2	1,3	0,3	0,4	0,5	0,4
K, mg/l .....	0,2	0,1	0,1	0,1	0,5	0,5	0,1	0,2	0,2	0,3
HCO <sub>3</sub> , mg/l .....	—	—	—	—	21,4	20,5	—	—	—	—
SO <sub>4</sub> , mg/l .....	4,2	4,3	4,6	4,5	5,7	5,8	4,1	4,0	4,4	4,3
Cl, mg/l .....	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4

Tabell 19. (Grøterud 1973).

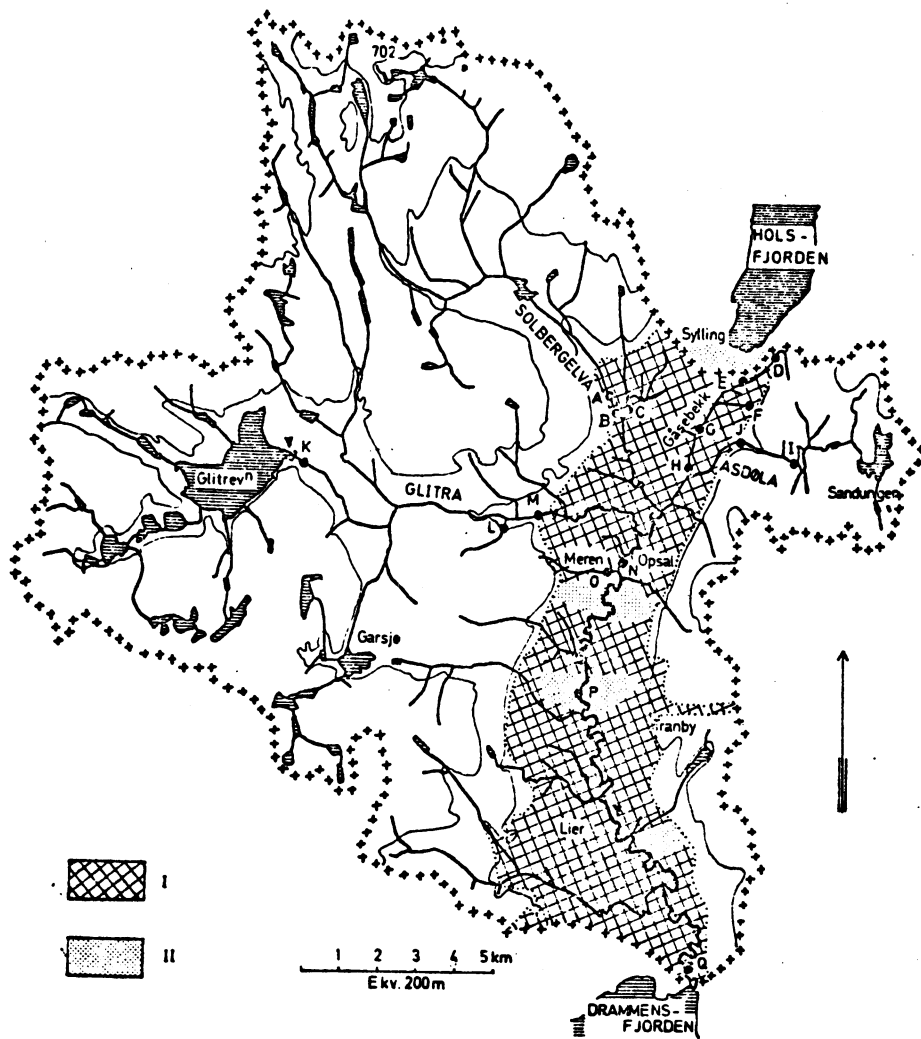
Innsjøenes forskjellige kjemiske sammensetning synes grovt sett å være bestemt av geologien og hydrologien i området. Abbotstjern ligger i et mer eller mindre metamorft kambrosilur-område, noe som medfører at innsjøvannet er omkring nøytralpunktet med hensyn til pH og med en viss mengde Ca. Hvalsdammen ligger også delvis i et kambrosilur-område og skulle følgelig ha noe av samme karakter som Abbotstjern, men metamorfosen har gjort bergartene hardere og mindre oppløselige enn i området til Abbotstjern. Dessuten får Hvalsdammen, med sitt relativt store nedslagsfelt, stor tilførsel av vann fra det geologiske dyperuptivområdet hvor blant annet Gamledammen ligger. Sandtjern (599) og Gudbrandstjern har et noe høyere innhold av Ca og en noe mindre sur rekasjon enn de andre innsjøene (med unntak av Abbotstjern). Forklaringen på dette er kalking av Sandtjern (599) og sannsynligvis hydrologien i Gudbrandstjern. I den sistnevnte innsjøen er avrenningen stor (relativt vannrik utløpsbekk) i forhold til overflatetilsiget (relativt lite nedslagsfelt). Det betyr at grunnvannet har stor betydning for vannbalansen i innsjøen. De

andre innsjøene synes å ha omtrent samme karakter med hensyn til ionesammensetning og surhet. Dette er kanskje noe uventet tatt i betraktning innsjøenes ulike hypsografi (innsjøbassengets og dreneringsfeltets størrelse og form og forholdet mellom disse). Men hypsografien synes først og fremst å påvirke innsjøenes farge og  $\text{KMnO}_4$ -verdi. Det vil si at den innsjøen som er mest påvirket av dreneringsfeltet har høyest  $\text{KMnO}_4$ -verdi og fargetall, altså mest påvirket av humusstoffer. Humusstoffene synes å liten grad å bestemme innsjøenes pH. Generelt synes de innsjøene som ligger i det geologisk sure dyperuptivområdet å ha omtrent den samme kjemiske sammensetningen som nedbøren i området. Med hensyn til surhet har da nedbørens innhold av  $\text{H}_2\text{SO}_4$  stor betydning i denne sammenheng.

### C. Lierelva i Buskerud.

Fig. 41 viser Lierelvas nedbørfelt med vekt på kvartærgeologiske forhold. De hvite områdene representerer skogområder med et sparsomt dekke med morenegrus og lynghumus. I nordvest møter vi det samme området som omtalt i forrige kapitel. I tabell 20 kan en studere noen andre feltegenskaper i Lierelva (RE = relieffenergi : største høydeforskjell dividert med feltlengden, Sm = hovedelvas gradient langs den midterste 60% av lengden). De hydrologiske forhold er antydnet ved avløpshydrogrammet i fig. 42.

Suspensjonstransporten i nedbørfeltet er målt ved 11 stasjoner (se fig. 41), men de fleste er konsentrert til utløpet av Gåsebekken (H) og Lierelva ved Oppsal bru (N). Slamføringskurvene og relasjonen mellom suspensjonstransport og vannføring for de to sistnevnte stasjonene er vist i fig. 43 og tabell 21. Sedimenttilgangen var størst i begynnelsen av smelteflommen om våren, og partikkelkonsentrasjonen i leirbakkene var på sitt høyeste like etter 20. april. Den 23. og 24. april om ettermiddagen var konsentrasjonen i Gåsebekken (H) og i Finsrudhølbekken (O) ca. 7000 mg/l. Verdien i Lierelva ved Opsal bru (N) ble den 24. april målt til 2400 mg/l. Suspensjonskonsentrasjonen kulminerte rundt kl. 16 og dette var 2 timer før vannføringen. Konsentrasjonen av suspendert materiale i Lierelva øker nedover i elveløpet, noe som betyr at økningen i spesifikk sedimenttilgang er større enn økningen i spesifikk avrenning. Denudasjonen må derfor hovedsakelig finne sted i leirbakkene hvor skråningene er



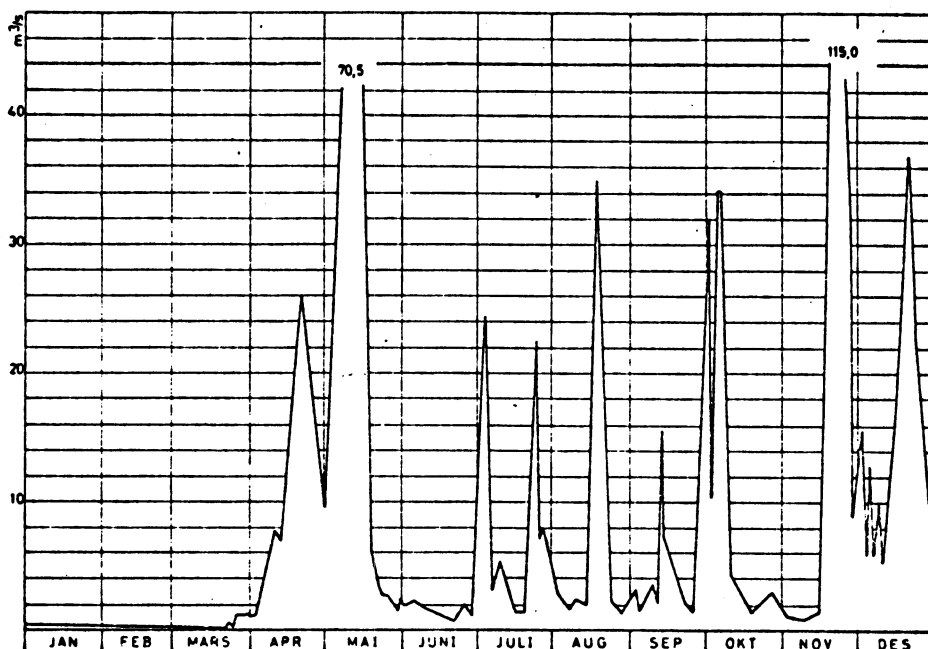
Lierelvas nedbørfelt. I: marin leire, II: glasi-fluviale randavsetninger.

Fig. 41. (Nordseth 1974).

Feltegenskaper i Lierelva

Målested	A km <sup>2</sup>	Sjø %	RE m/km	Sm	$\bar{Q}$ m <sup>3</sup> /s	Obs. Q m <sup>3</sup> /s
H.Gåsebekken	5,0	0,0	20	27		0,03- 0,95
N.Lierelva/Opsal bru	223	5,4	83	16	4,5	0,5 -71

Tabell 20. (Nordseth 1974).

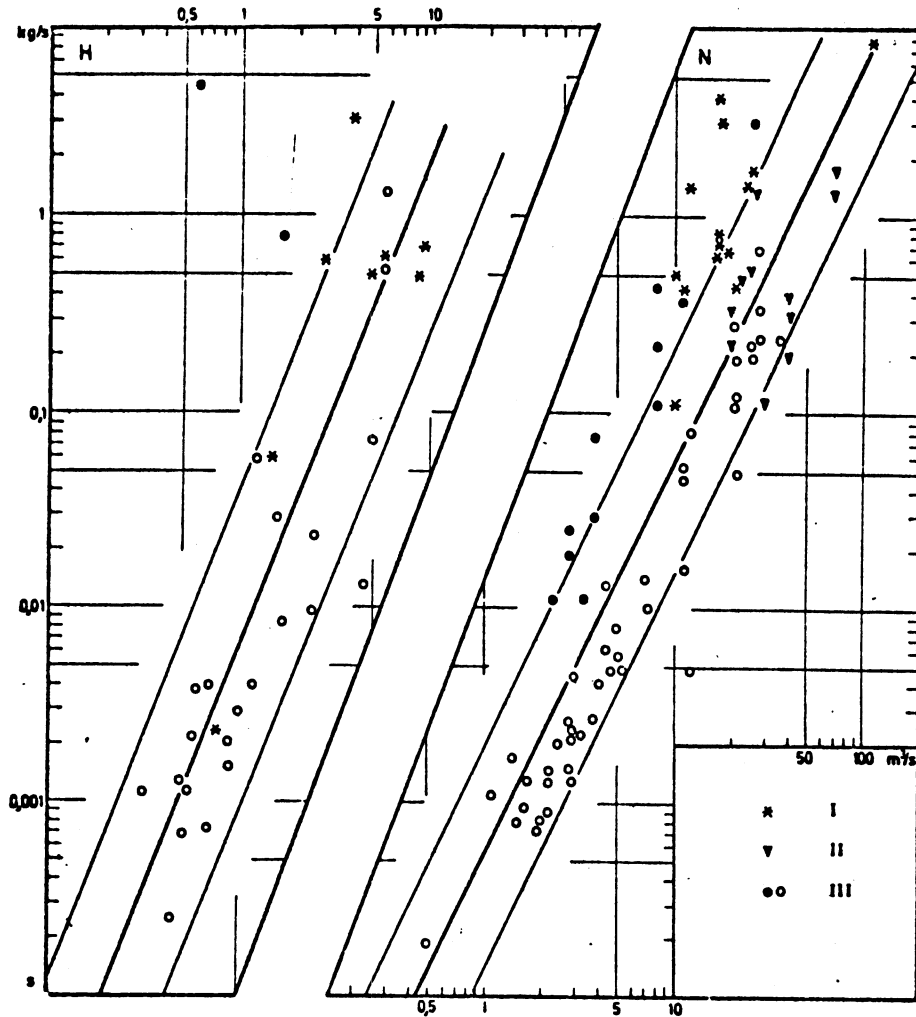


Avløpshydrogram for Lierelva ved Lierbyen i 1970.

Fig. 42. (Nordseth 1974).

preget av leirskred, jordsig, ravinering og sideerosjon.

Den elektrolyttiske ledn.evnen er målt ved 13 stasjoner. Tabell 22 og fig. 44 viser at for noen av disse eksisterer det et invers forhold mellom ledn.evnen og vannføringen. Ledn.evnen varierer mest i leirbekkene, mens den i elver som drenerer områder med små mengder i løsmasser er nokså stabil. Det bør nevnes at vannet i Gåsebekken, Tvetendalen og Lierelva er sterkt belastet med avløpsvann fra jordbruket, søppelfyllinger og bebyggelse, noe som må antas å ha forstyrret vassdragets naturlige tilstand.



Slamføringskurver for Gåsebekken ( H ) og Lierelva/Opsal bru ( N ).

Spredningen i dataene karakteriserer et vassdrag med et komplekst transportregime. Observasjonsmaterialet er derfor delt opp i periodene I) snøsmelting i Lierdalen, II) snøsmelting i skogsområdene, IIIa) stigende vannstand under regnværslommer om sommeren, og IIIb) den almindelige sommer- og høstsituasjon. Antall målinger i periodene I og II er imidlertid for få til at egne slamføringskurver kan beregnes

Fig. 43. (Nordseth 1974).

Målested	Periode	Formel		N	r
H.Gåsebekken	IIIb	$G_s = 0,78$	$Q^{2,22}$	22	0,868
	Tot	2,2	$Q^{2,52}$	32	0,872
N.Lierelva	IIIa	$G_s = 0,023$	$Q^{2,17}$	10	0,969
	IIIb	0,0031	$Q^{1,97}$	43	0,954
	Tot	0,0050	$Q^{2,08}$	79	0,882

Relasjonen mellom suspensjonstransport og vannføring i Lierelva i 1970

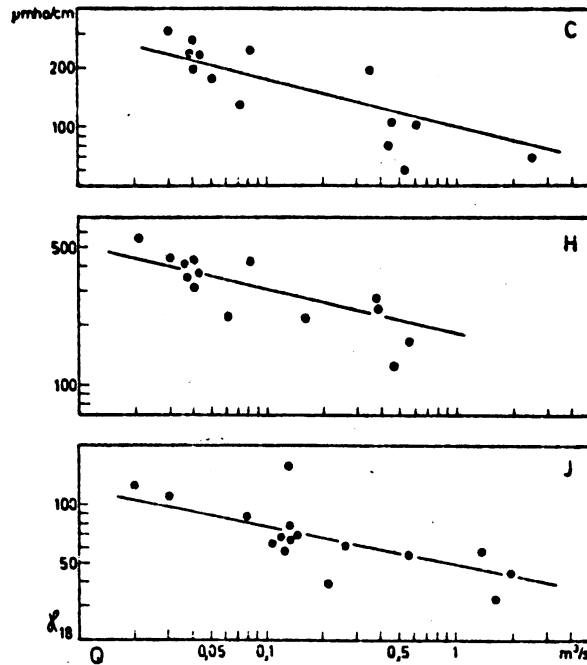
Tabell 21. (Nordseth 1974).

Relasjonen mellom  $\mathcal{P}_{18}$  og vannføring i Lierelva

Målested	$\mathcal{P}_{18}$	Formel	r	N
A.Solbergelva ovf.Tronstad	21± 5	$\mathcal{P}_{18} = 116 Q^{-0,21}$	0,423	14
C.Veslebekken/Tronstad	188± 69		-0,683	15
D.Gåsebekken/Høgås	119± 18	76 $Q^{-0,17}$	-0,592	11
E.Gåsebekken/Enger	168± 58		-0,806	13
F.Tvetendalen	659±463	34 $Q^{-0,57}$	-0,825	13
H.Gåsebekken	318±118	187 $Q^{-0,22}$	-0,641	15
J.Asdøla/riksvegen	72± 31	48 $Q^{-0,21}$	-0,697	16
L.Sjåstodbekken	254± 53		-0,421	12
M.Glitra/Vestsidevegen	47± 10		0,376	14
N.Lierelva/Opsal	66± 27		0,487	24
O.Finsrudhølbekken	336±111		0,355	13
P.Lierelva/Grøtte	70± 19		0,595	13
Q.Lierelva/Gilhus	105± 22	88 $Q^{-0,13}$	-0,675	12

Tabell 22. (Nordseth 1974).

Noen få analyser av ionesammensetningen i vassdraget er vist i tabell 23. I begge elvene er  $SO_4$ -innholdet stort i relasjon til Rodhes, allerede omtalte, standardsammensetning. Forskjellen mellom elvene er berggrunnsbestemt. Vi ser at konsentrasjonen av Ca og  $HCO_3$  er noe høyere i Asdøla enn i Solbergelva. Asdøla drenerer rombeporfyr og Solbergelva Drammensgranitt. Rombeporfyr-områdene avgir generelt større mengder med stoffer til avrenningen, dels fordi bergarten har større kalkinnhold, men også fordi den lettere sprekker opp og gir større kontaktflater som vannet kan angripe. Berggrunnens betydning for variasjonene av dreneringens elektrolyttinnhold



Relasjonen mellom spesi-  
fikk ledningsevne og vannføring i  
Veslebekken ( C ), Gåsebekken ( H ),  
og i Asdøla/riksvegen ( J ).

Fig. 44. (Nordseth 1974).

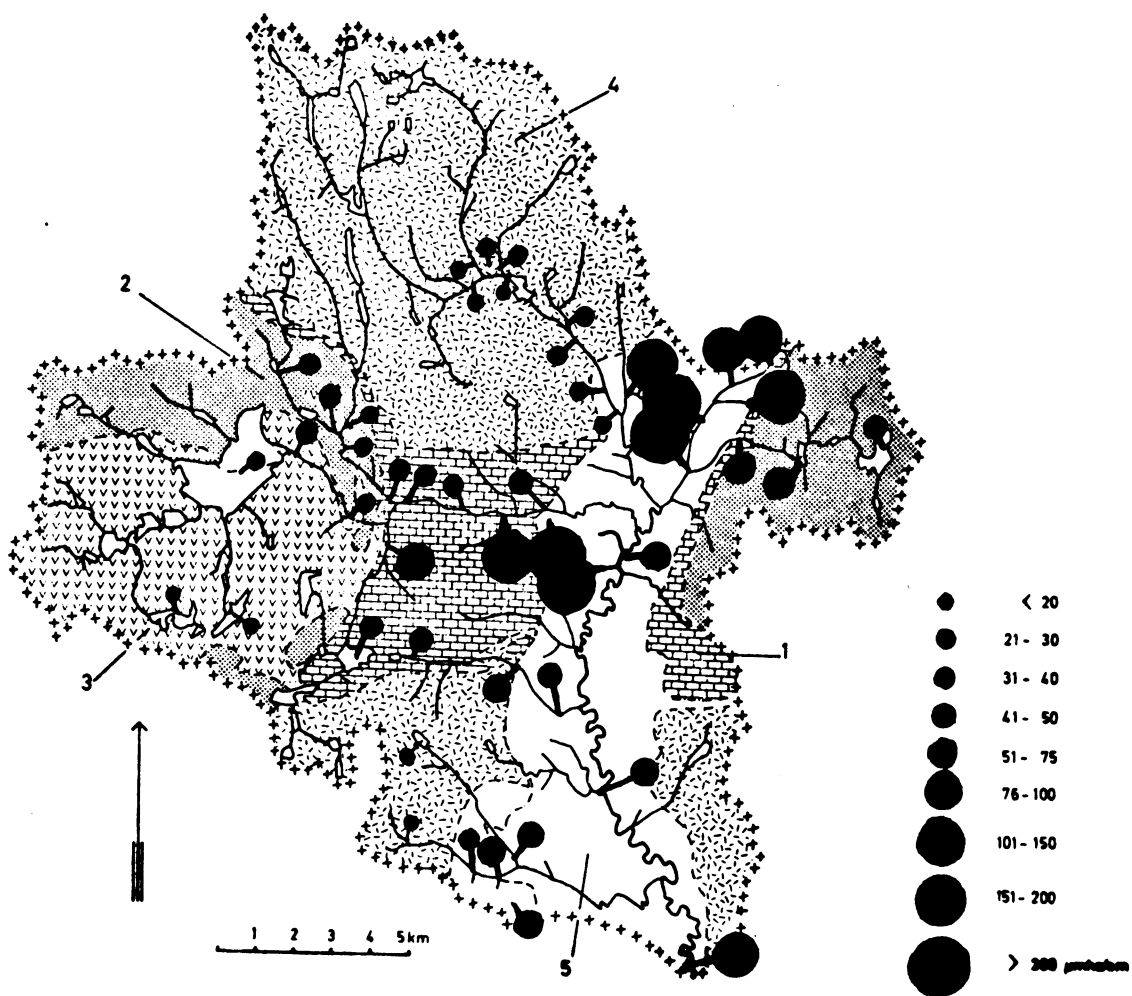
Ionefordelingen i mg/l i Liervassdraget

Målested	Dato	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Σ <sub>18</sub>
A.Solbergelva	12/5 -70	1,1	0,6	0,9	0,5	5,2	0,4	2,4	23
	24/9 -70	0,7	0,5	0,4	0,1	2,4	0,2	1,2	12
	19/11-70	1,5	0,7	1,1	0,2	7,4	0,5	1,8	26
J.Asdøla	12/5 -70	2,6	0,6	0,7	0,2	4,5	0,3	8,5	24
	24/9 -70	5,2	0,9	0,8	0,1	2,0	0,3	14,0	40
	20/11-70	4,0	0,9	1,2	0,3	10,4	0,8	4,3	42

Tabell 23. (Nordseth 1974).

er vist i fig. 45. Leirområdene og de kambrosiluriske bergartene  
trer klart frem i denne oversikt.





Regional fordeling av spesifikk ledningsevne i Lierelva.  
1) Ordoviciske og siluriske kalkbergarter, 2) rombeporfyr,  
3) Glitre-calderaens dyperuptiver, 4) Drammensgranitt og  
5) marin leire.

Fig. 45. (Nordseth 1974).

## LITT OM FORURENSNING AV VASSDRAG.

De enkelte vassdrag vil ut fra naturgitte forutsetninger gi ulike rekasjoner på den forurensningsbelastning de utsettes for. Avhengig av vassdragets tilstand og forurensningens art og mengde, vil forurensningene kunne gi opphav til problemer av vekslende karakter og størrelsesorden. Forholdene i vassdragene varierer, som vi nå kjenner til, med årstidene og selvfølgelig forurensningsvirkningene med disse. Våre vassdrag er lange, og virkningene fra forurensningene vil derfor være forskjellige i de enkelte avsnitt. Elver, innsjøer og fjorder reiser hver for seg spesielle problemstillinger.

Etter påvirkningens art kan hovedtypene av forurensning i våre vassdrag deles inn i:

- a) Organisk stoff som lager problemer ved sin nedbryting i vannmassene.
- b) Plantenæringsstoffer som medfører en øket produksjon i vannmassene.
- c) Giftstoffer som innvirker på vassdragenes organismeliv.

Som regel vil det være en kombinasjon av disse forurensningstypene som gjør seg gjeldende i et vassdrag. Det er en kompleks situasjon hvor virkningene er betinget av de enkelte faktorer og hvordan de setter seg sammen i helheten.

Tilførsler av organisk stoff til en vannforekomst vil bli nedbrutt av mikroorganismer. Til denne nedbrytingen trenger mikroorganismene oksygen som de tar fra vannet. En høy belastning av organisk stoff kan derfor føre til oksygensvikt i vannet, noe som kan ha alvorlige konsekvenser for organismelivet. Dette gjelder spesielt når vannforekomsten er en innsjø eller en fjord. I våre elver, hvor strømningshastigheten vanligvis er høy, er oksygentilførselen stor. En elv som er forurenset av organisk stoff vil rel. hurtig få tilbake sitt opprinnelige preg etter at forurensningsårsakene er fjernet eller utslippene er tilstrekkelig behandlet i renseanlegg. Elver som blir overbelastet med organisk stoff får en forholdsvis sterk vekst av fastsittende heterotrofe organismer. På grunn av vannets hastighet vil man ikke kunne få særlig stor oppblomstring

av frittlevende alger (autotrofe organismer). Uorganiske stoffer som medfører gjødslingseffekt (næringssalter) spiller derfor mindre rolle i rennende enn i stillestående vann.

I våre innsjøer og fjorder hvor man har en meget langsom utskifting av vannmassene, vil næringssaltene derimot kunne gi de største forureningsvirkningene. Næringssaltene fremmer veksten av fastsittende og svevende autotrofe planter. Det blir dannet nytt organisk stoff som blir en tilleggsbelastning til det organiske stoff som også er tilført vannmassene med utslippet. Denne tilleggsbelastning kan bli mange ganger den belastning som skyldes det tilførte organiske stoffet. Når tilførselen av næringssalter blir tilstrekkelig stor, vil det oppstå en kraftig vekst av frittlevende alger. Disse gjør vannet grumset og farget. Når de dør, synker de mot bunnen og kan skape anaerobe forhold fordi det ikke er tilstrekkelig tilgang på oksygen. Slike vannforekomster egner seg derfor dårlig for rekreasjons- og vannforsyningsformål.

Hvilke krav man skal stille til utslipp og rensing av avløpsvann i en vannforekomst, er meget vanskelig å svare på. Først må man vite hva vannforekomsten skal utnyttes til, deretter finne ut virkningene av de aktuelle utslipp og rensetiltak. Dette krever at man har et meget godt kjennskap til forholdene i vannforekomsten. Det endelige mål må være en optimal rensing av avløpsvannet. Dette er imidlertid ikke lett å oppnå.

LITTERATUR.

- BØYUM, Å. m.fl., (1968). Vannhygiene. Tapir, Trondheim.
- CARLSEN, K. m.fl., red. (1972). Miljøkunnskap. Tapir, Trondheim.
- CHEN, C.W. (1970). Concepts and Utilities of Ecologic Model. Journ. of Sanitary Engineering. Division ASCE, 96, No. SA5.
- DAVIS, K.S. og DAY, J.A. (1965). Vann. Cappelen, Oslo.
- ELGMORK, K. (1972). Kraft og miljø nr. 1. Liv i regulerte vassdrag. Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen.
- ERIKSSON, E. (1974). Vattnet - kjemikaliebäraren. Forskning og Framsteg.
- ERIKSSON, E. og HOLTAN, H. (1974). Hydrokjemi. Kjemiske prosesser i vannets kretsløp. Nordisk IHD Rapport nr. 7.
- GOLTERMANN, H.L. (1969). Methods for chemical analysis of fresh waters. IBP handbook No 8.
- GRØTERUD, O. (1971). In situ determinations of pH in some lakes. Nord. Hydrol. 3.
- " " (1972a). Hydrographical data from two soft water lakes with special reference to precipitation (melt water). Arch. für Hydrobiol. 3.
- " " (1972b). Ice analyses. Data from three Norwegian lakes. Hydrobiologia 40.
- " " (1972c). Hydrokjemi og hydrofysikk. TDH, kompendium.
- " " (1973). Noen sure innsjøer i Norge. Vatten 2.
- " " (1975). Vannkvalitet. NLH, kompendium.
- GRØTERUD, O. og LINDBAK, P.E. (1972). Hydrokjemiske metoder. TDH, kompendium.
- HÄGG, G. (1964). Allmän och oorganisk kemi. Uppsala.
- HOLTAN, H. (1972a). Eksempler på temperatur og strømningsforhold i innsjøer. Nordisk hydrologisk konferanse.
- HOLTAN, H. (1972b). Fysisk-kjemiske undersøkelser av vannforekomster på Romerike. Vann 2.

- HOLTEDAHL, O. og GLØMME, H. (1963). Geologi og jordbunnsføre. Aschehoug, Oslo.
- HONGVE, P. (1975). On the ecology and distribution of Chaoborus (Chaoboridae, Diptera) from the Upper Romerike District, south-east Norway. Norw. J. Ent. 22.
- HUTCHINSON, G.E. (1957). A treatise on limnology. Volum I- Geography Physics and chemistry. New York, London.
- JØRGENSEN, S.E., (1973). Vandkemi. Polyteknisk Forlag. Lingby.
- KJENSMO, J. (1966). Electrolytes in Norwegian Lakes. Schweiz. Z. Hydrol. 28.
- " " (1972). Gjende. A glacier-fed mountain lake. Verh. Internat. Verein. Limnol. 18.
- KIRKHUSMO, L.A. (1972). Orientering om feltforsøk for analyse av sigevann på Romerike. Vann 1.
- LANDE, A. (1972). Ferskvannsorganismene. TDH, stensil.
- LINDEMAN, R.L. (1942). The trophic-dynamic aspect of ecology. Ecology 23.
- NIVA, (1973). Mjøsprosjektet. Fremdriftsrapport nr. 3A.
- NORDSETH, K. (1974). Sedimenttransport i norske vassdrag. Sammen- drag av arbeider ved Geografisk institutt, Universitet- et i Oslo 1969-1973.
- ODUM, E.P. (1971). Fundamentals of ecology. Saunders Philadelphia.
- OTNES, J. og RÆSTAD, E. m.fl. (1971). Hydrologi i praksis. Ingeniør- forlaget, Oslo.
- RODHE, W. (1951-52). Kompendium i limnologi. Fysikaliska och kemiska miljøforholdene. Uppsala.
- RUUD, E. (1975). Vannbalanse for Risa. Romerike representative område. Vannet i Norden 3.
- RUTTNER, F. (1963). Fundamentals of limnology. University of Toronto Press.
- SAWYER, C.N. og MCCARTY, P.L. (1971). Chemistry for sanitary engineers. McGraw-Hill Book Company.

- SCHWOERBEL, J. (1971). Einführung in die Limnologie. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- SKULBERG, O.M. m.fl. (1973). Hydrobiologi for ingeniører. Ingeniørforlaget.
- SKRE, O. (1972). Sur nedbør. Norges Naturvernforbund.
- STATENS INSTITUTT FOR FOLKEHELSE (1971). Vannforsyningsanlegg. Informasjonsskrift nr. 1.
- STATENS NATURVÅRDSVERK (1969). Bedömningsgrunder för svenska yt-vatten. Fack, Solna.
- STEEMAN NIELSEN, E. (1973). Hydrobiologi. Polyteknisk Forlag, Lingby.
- STRØM, K. (1959). Innsjøenes verden. Universitetsforlaget, Oslo.
- THORUP, J. (1973). Ferske vandes økologi. P. Haase & Søns forlag, København.
- WERENSKIOLD, W. (1948). Fysisk geografi I. Aschehoug, Oslo.



