MILJØ-PROJEKTER

Genluftning og fotosyntese i vandløb

Afprøvning af eksisterende beskrivelser af de vigtigste oxygentilførende vandløbsprocesser og udarbejdelse af nye og forbedrede genluftnings- og fotosyntesemodeller.

December 1981

Udarbejdet af Niels Thyssen

Miljøstyrelsens Ferskvandslaboratorium
Lyngbrogade 52
8600 Silkeborg

Miljøministeriet
miljøstyrelsen · Strandgade 29 · 1401 København K · Tlf. (01) 57 83 10

Genluftning og fotosyntese i vandløb

Afprøvning af eksisterende beskrivelser af de vigtigste oxygentilførende vandløbsprocesser og udarbejdelse af nye og forbedrede genluftnings- og fotosyntesemodeller.

December 1981

Udarbejdet af Niels Thyssen

Miljøstyrelsens Ferskvandslaboratorium
Lysbrogade 52
8600 Silkeborg

Indholdsfortegnelse.

1. Introduktion 1

2. Vandløbs oxygenbalance 6

2.1. Introduktion 6

2.2. Procesbeskrivelser 9

2.2.1. Oxygens opløselighed i vand 1o

2.2.2. Økosystemprimærproduktion 13

2.2.3. Totalrespiration 15

2.3. Simulering af oxygenkoncentrationen i vandløb 15

2.3.1. Modeltyper 16

3. Genluftning: Teorier og empiriske modeller 3o

3.1. Introduktion 2o

3.2. To-film teorien 22

3.3. Den kinetiske teori 25

3.4. Penetrationsteorien 26

3.5. Danckwerts' modificerede penetrationsteori eller overfladefornyelsesteorien 27

3.6. O'Connor & Dobbins filmpenetrationsmodel 29

3.7. Dobbins (1956) 31

3.8. Fortescue & Pearson (1967) 33

3.9. Kishinevski-teorien 34

3.10 Resumé af de teoretiske genluftningsmodeller 34

3.11 Andre faktorer som påvirker genluftningsprocessen 38

3.11.1. Vandtemperaturen 38

3.11.2. Overfladeaktive stoffer 4o

3.11.3. Meteorologiske forhold 42

3.12 Hydrauliske genluftningsmodeller 42

3.12.1. Streeter & Phelps (1925) 43

3.12.2. Churchill et all. (1962) 44

3.12.3. Krenkel & Orlob (1962) 44
3.12.4. Thackston (1966) 46
3.12.5. Thackston & Krenkel (1969) 47
3.12.6. Shastry et al. (1969) 48
3.12.7. Owens et al. (1964) 49
3.12.8. Langbein & Durum (1967) 5o
3.12.9. Isaacs & Gaudy (1968) 51
3.12.10 Negulescu & Rojanski (1969) 54
3.12.11 Cadwallader & McDonnell (1969) 55
3.12.12 Padden & Gloyna (1971) 56
3.12.13 Holtje (1971) 56
3.12.14 Parkhurst & Pomeroy (1972) 58
3.12.15 Benneth & Rathbun (1972) 59
3.12.16 Lau (1972) 61
3.12.17 Tsivouglou & Neal (1976) 62
3.12.18 Foree (1976) 65
3.12.19 Bansal (1973) 66
3.12.20 Thyssen & Jeppesen (1980) 67
3.13. Resumé af gennemgangen af hydrauliske K_2-modeller 69
4. Måling af genluftningskonstanten 71
4.1. Beskrivelse af forsøgsvandløb 71
4.2. Eksperimenternes gennemførelse 73
4.3. Bestemmelse af genluftningskonstanten 74
4.3.1. Direkte metoder 74
4.3.2. Indirekte metoder 77
4.3.2.1. Flerpunktsmetoden 77
4.3.2.2. Lys/produktionsmetoden 8o
4.3.3.3. Sulfitmetoden 81
4.3.2.3.1. Reaktionshastigheden for oxidation af natriumsulfit med molekylær oxygen 83

4.3.2.3.2. Miljømæssige effekter af natriumsulfit og kobolt 9o
4.3.2.4. Andre oxygenmassebalancemetoder 91
4.4 Resultater og diskussion af genluftnings-bestemmelserne 92
4.4.1. Sulfitmetoden 92
4.4.2. Oxygenmassebalancemetoderne 96
4.4.3. Sulfitmetoden kontra oxygenmassebalancemetoderne 1o2
5. Test af eksisterende, og formulering af nye hydrauliske genluftningsmetoder 1o4
5.1. Introduktion 1o4
5.2. Udvælgelse af datamateriale 1o4
5.3. Afprøvning af eksisterende K_2-modeller 1o4
5.3.1. Sammenfatning af modeltest 122
5.4. Opstilling af hydrauliske K_2-modeller 123
5.4.1. Udvælgelse af styrende variabler 123
5.4.2. Analyse af genluftningsdata 126
6. Bestemmelse af biologiske processers hastigheder ud fra frivandsmålinger af opløst oxygen 135
6.1. Introduktion 135
6.2. Materialer og metoder 136
6.2.1. Nettoprimærproduktion, (P-R) 139
6.2.2. Totalrespiration, R 14o
6.2.3. Bruttoprimærproduktion, P 14o
6.2.4. Fotosynteseeffektiviteten 14o
6.2.5. Bestemmelse af makrofytbiomassen 14o
6.2.6. Vandkemi 141
6.3. Resultater og diskussion 141
6.3.1. Fysisk/kemiske forhold 141
6.3.2. Makrofytproduktion 146

6.3.3. Økosystemmetabolisme 149

6.3.4. P/R-forholdet 154

6.3.5. Effekten af oplagret oxygen i aerenchymet på beregning af P og R 155

6.3.6. Energiindstråling og fotosyntese 156

7. Sammenfattende diskussion 163

Litteratur 17o

Forord.

I denne rapport er der gjort status over det modelarbejde, som i perioden 1978-80 er udført på Miljøstyrelsens Ferskvandslaboratorium.

Det har i forbindelse med laboratoriets arbejde vedrørende opstilling af vandløbsiltmodeller været hensigten at opnå en forståelse af hvilke vandløbs-processer, der styrer iltindholdet i et rent, upåvirket vandløb, Gryde å, samt at beskrive dem så simpelt som muligt som funktion af styrende variabler.

I første række blev iltudvekslingen mellem vandløb og atmosfære undersøgt. Et nøjagtigt kendskab til størrelsen af den såkaldte genluftning er naturligvis af afgørende betydning ved vurdering af vandløbs evne til at modtage organiske, iltforbrugende tilledninger, uden at iltindholdet sænkes til kritiske værdier for dyrelivet. Der er i den forbindelse afprøvet og udviklet en række metoder, der kan anvendes til måling af et vandløbs genluftningskonstant. På basis af sammenhørende målinger af genluftningskonstanten og de hydrauliske variabler: Middelstrømhastighed, -dybde og vandspejlsfald, som styrer processen, er der udviklet en hydraulisk model, som relaterer genluftningskonstanten til vandløbets hydrauliske egenskaber. Foruden genluftningsprocessen, er den fotosyntetiske iltproduktion undersøgt, og på basis af et omfattende observationsmateriale vedrørende iltsvingninger og lysindstråling fandtes det, at vandplanternes iltproduktion kan beskrives ret simpelt ved en hyperbolsk funktion af indstrålingen.

Ved at anvende disse modeller vil iltforholdene i relativt rene vandløb kunne beskrives, og effekten af ydre påvirkninger forudsiges med større sikkerhed end tidligere.

Under udførelsen af projektet har der været knyttet værdifulde faglige kontakter til følgende institutter: Københavns Universitets Ferskvandsbiologiske Laboratorium; Department of Environmental Sciences, University og Virginia, USA samt Botanisk Institut, Aarhus Universitet hvortil den foreliggende rapport sammen med tidligere offentliggjorte arbejder er indleveret og accepteret som grundlag for erhvervelse af den naturvidenskabelige licentiatgrad.

1. Undersøgelsens baggrund og formål.

Som følge af den tiltagende belastning af vore vandløb, med organisk husspildevand, industrispildevand samt med diffuse og lokaliserede udledninger fra landbrugsområder, er der gennem de senere år konstateret en stadigt stigende interesse for den rekreative og samfundsøkonomiske betydning, som er forbundet med opretholdelsen af et, både kvalitativt og kvantitativt, rigt vandløbsmiljø. Bestræbelserne for at bevare eller højne miljøkvaliteten i vandløbet og forsøget på at beskrive den, og de faktorer som styrer den, har groft taget udkrystalliseret sig i to hovedretninger med hver sine ideer og løsningsmodeller.

Systemanalytikerne, hovedsageligt ingeniører, har takket være deres matematiske kundskaber kunnet notere en ikke ringe succes ved at forudsige effekten, af ændringer i systemets eksterne påvirkning, på vigtige tilstande i vandløbet. Svagheden ved denne skoles arbejde har været et ofte ufuldstændigt, og undertiden manglende, kendskab til økosystemets struktur og funktion.

Den biologiske skoles handicap har dels været en utilstrækkelig matematisk baggrund til udnyttelse af den viden om kausale sammenhænge vedrørende økologiske og fysiologiske processer og dels, at denne viden som regel er indhentet ved isolering af dele af økosystemet in situ eller i laboratoriet.

Projektion af resultater, opnået på reduktionistisk vis, til normalt fungerende økosystemer må imidlertid anses for tvivlsom, idet økosystemets netagtige struktur negligeres ved denne analysemetode.

I denne undersøgelse har det været hensigten at kombinere de to synspunkter på en sådan måde, at den fundamentale fysiske og bio-

logiske viden om vandløbets vigtigste processer med betydning for dets oxygenbalance: Genluftning, fotosyntese og respiration er udnyttet sammen med modelidentifikations- og parameterestimeringsrutiner til afprøvning af eksisterende procesbeskrivelser og for det andet til opstilling af nye.

Undersøgelsens konkrete baggrund var et projekt vedrørende vandløbsvedligeholdelse, som påbegyndtes af Miljøstyrelsens Ferskvandslaboratorium i sommeren 1976 foranlediget af den hårdhændede behandling, som vore vandløb regulativmæssigt udsættes for.

Det oprindelige formål med nærværende undersøgelse var en belysning af effekten af såvel normal vedligeholdelsespraksis, som effekten af mere skånsomme indgreb mod den submerse vegetation på vandløbets oxygenbalance, en undersøgelse, som er afrapporteret i Miljøprojektserien, Miljøprojekter 30, 1980.

Fra oprindeligt at være et decideret vandløbsvedligeholdelsesprojekt kanaliseredes det, især efter erkendelsen af, at oxygenbalancen ikke kunne beskrives tilfredsstillende v.h.a. de eksisterende procesbeskrivelser, i retning af at forbedre kendskabet til en af de dårligst beskrevne processer, genluftningen.

Fra litteraturen kendes et stort antal genluftningsmodeller, v.h.a. hvilke man, ud fra kendskabet til nogle af vandløbets hydrauliske egenskaber: Strømhastighed, dybde og energigradient, kan forudsige værdien af den konstant, genluftningskonstanten K_2, som karakteriserer processen. Alt efter hvilken model der valgtes, kunne forsøgsvandløbets genluftningskonstant, på basis af et sæt sammenhørende målinger af de hydrauliske variabler, forudsiges til værdier, som lå meller 0.27 og 116.6 døgn^{-1}. Langt den overvejende del af modellerne er opstillet på basis af iagttagelser af genluftningsprocessens forløb, enten i store amerikanske

floder eller i laboratoriestrømrender, hvorfor det ikke er særligt overraskende, at disse modellers prognoseværdi, i makrofytrige lavvandsvandløb, er ringe.

Foranlediget af den store uoverensstemmelse, mellem de eksisterende K_2-modellers prognoser, og manglen på en, efter danske forhold, realistisk model, har jeg i denne undersøgelse

1) gennemført et omfattende litteraturstudium (kap. 3) hvor genluftningsprocessens teori er givet, efterfulgt af en kritisk gennemgang af 31 eksisterende K_2-modeller.
2) foretaget en sammenligning af eksisterende metoder til bestemmelse af K_2 i vandløb (kap. 4).
3) eksperimentelt foretaget 18 K_2-bestemmelser i forsøgsvandløbet v.h.a. en teknik, som nedsætter vandløbets oxygenkoncentration kunstigt i nattetimerne, ved kontrolleret dosering af natriumsulfit og en katalysator (kap. 4).
4) opstillet empiriske, hydrauliske K_2-modeller baseret dels på egne K_2-bestemmelser og dels på en kombination af egne værdier med bestemmelser fra andre undersøgelser. På denne måde er det, for den vegetationsrige lavlandsvandløbstype, lykkedes at relatere de nemt registrerbare hydrauliske variabler: Strømhastighed, dybde og energigradient til vandløbets genluftningskonstant.
5) testet prognoseværdien af de 31 K_2-modeller fra litteraturen, ved at sammenligne deres prognose med 481 sammenhørende observationer af hydrauliske variabler og K_2 fra nærværende undersøgelse og litteraturen (kap. 5).

Et korrekt kendskab til genluftningsprocessen er, ud over at være essentielt ved simuleringer af oxygenkoncentrationen, også af største betydning ved vurdering af forskellige vedligeholdelses-

indgrebs effekt på vandløbets in situ procesrater, beregnet på basis af frivandsmålinger af opløst oxygen.

Specielt er en korrekt bestemt K_2-værdi af betydning, hvis økosystemets bruttoprimærproduktion og totalrespiration ønskes beregnet, jfr. fig. 1.1.

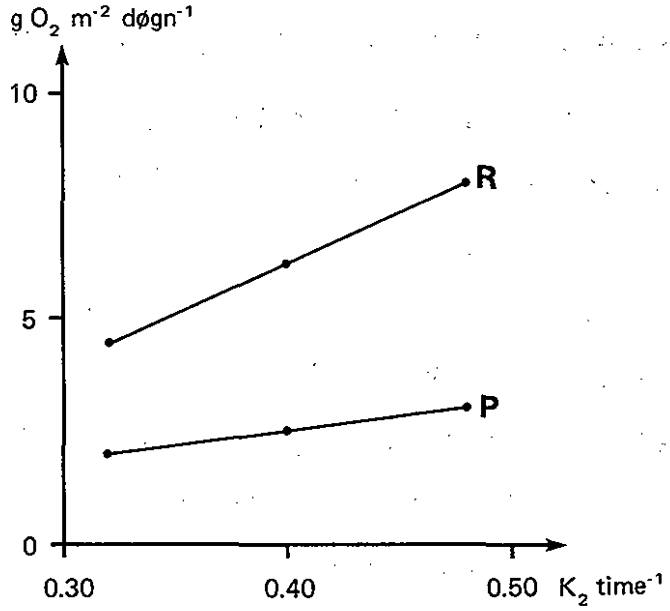

Fig. 1.1 Effekten af ændrede K_2-værdier på en vandløbsstrækningsbruttoprimærproduktion og totalrespiration.

Med forbedrede metoder til bestemmelse af K_2 har den ovenfor omtalte vurdering, af alternative vandløbsvedligeholdelsesmetoder, kunnet foretages, Miljøprojekter 30, 1980. Desuden er der foretaget en beregning af makrofyternes andel af et ubelastet vandløbsøkosystems bruttoprimærproduktion, og indsamling af et stort antal primærproduktionsdata har tilladt opstilling af en model, som relaterer energiindstrålingen til vandløbets fotosyntetiske oxygenproduktion på såvel døgn- som årsbasis (kap.6).

Da målet med samtlige delundersøgelser var opnåelsen af et forbedret proceskendskab, indhentet gennem næsten kontinuerlige feltundersøgelser af oxygendynamikken, opstod der ret hurtigt et behov for forbedrede målemetoder og automatisk dataregistrering. I

tilknytning hertil har indsatsen specielt været koncentreret omkring afhjælpning af problemer, knyttet til anvendelsen af membrandækkede oxygenelektroder og papirskrivere. De indhøstede erfaringer med det avancerede moniteringssystem er offentliggjort i en publikation fra Miljøstyrelsens Ferskvandslaboratorium, Thomsen og Thyssen (1979).

2. Vandløbs oxygenbalance.

2.1 Introduktion.

Af de væsentligste årsager til den store interesse der, i de sidste ca. 50 år, har været knyttet til udforskningen af vandløbs oxygenforhold skal fremhæves:

- at døgnsvingningerne i oxygenkoncentrationen giver et præcist billede af vandløbets sundhedstilstand.
- at svingningerne kan benyttes til beregning af vigtige vandløbsprocessers hastigheder.

I stærkt forenklet form kan oxygenbalancen beskrives som en sum af oxygentilførende og oxygenforbrugende processer, hvorimod et mere detaljeret studium afslører, at den er styret af et særdeles komplekst system af kemiske, fysiske og biologiske processer. De vigtigste oxygentilførende processer er, i tilfældig rækkefølge:

- Genluftning.
- Makrofyters og perifyters fotosyntese.
- Tilførsel med indsivende grundvand.

De vigtigste oxygenforbrugende processer er:

- Respiration ved mikrobiel omsætning af vandfasens indhold af organisk stof.
- Kemisk og mikrobiel oxidation af reducerede uorganiske stoffer.
- Makrofytrespiration.
- Perifytiske organismers respiration.
- Mikrobiel omsætning i sediment.

Hver enkelt af disse forbrugs/produktionsprocesser er at betragte som en sammensat proces. F.eks. udgøres både den fotosyntetiske oxygenproduktion og respirationen af mange, i fysiologisk og systematisk henseende vidt forskellige organismegrupper.

I fig. 2.1 er givet en skematisk oversigt over de vigtigste stoftransport- og stofomsætningsveje til/i og fra en sektion af et vandløbssystem.

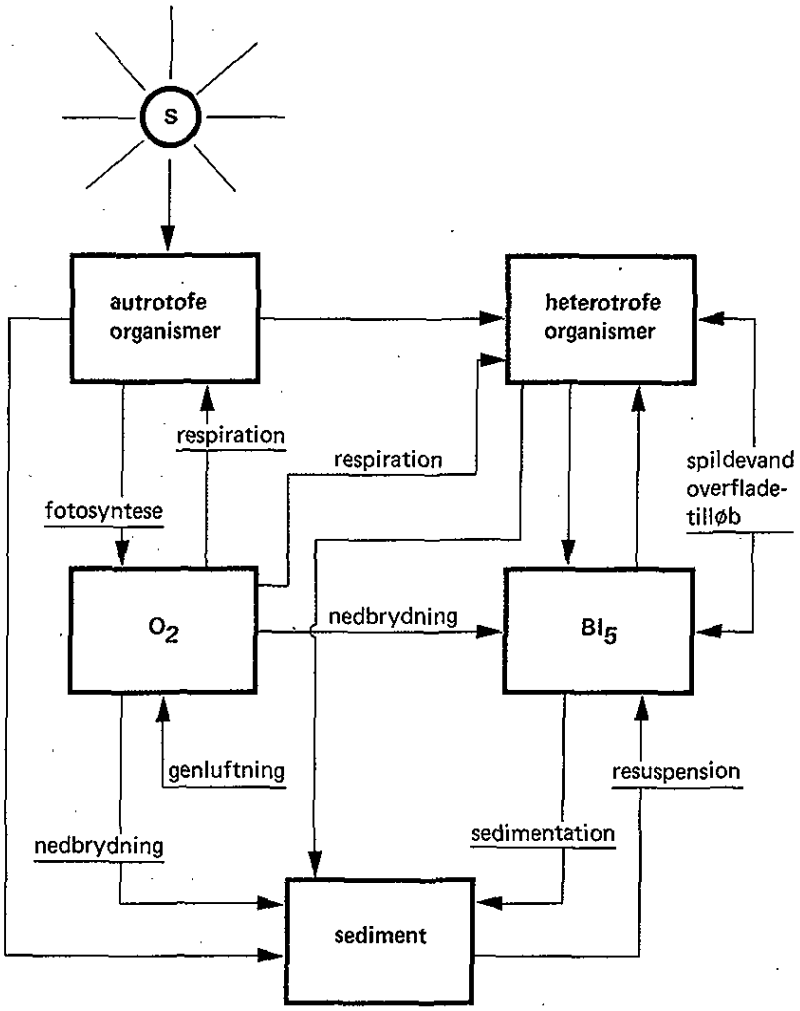

Fig. 2.1 Processer, der påvirker et vandløbs oxygenbalance. Modificeret efter Beck (1978).

Ved belastningsopgørelser er det ønskeligt at kunne udtrykke disse sammenhænge i eksakt matematisk form. Dette har været forsøgt i mere end 50 år, og baggrunden herfor har altid været ønsket om at kunne forudsige effekten af ændringer i systemets tvangsfunktioner, såsom punktudledninger af organisk spildevand, diffus til-

ledning af organiske stoffer og næringssalte o.s.v., på systemets tilstandsvariabler, hovedsagelig oxygenkoncentration og koncentration af organisk stof (BI_5).

Absolut dominerende ved beskrivelser af oxygenstrømmene i vandløb var, i ca. 40 år, den klassiske Streeter & Phelps (1925) model.

$$\frac{dD}{dt} = K_1 L - K_2 D \qquad (2.1)$$

I denne antages oxygenkoncentrationen (oxygendeficitet) at være styret af to processer, nemlig genluftning og mikrobiel nedbrydning af organisk stof. Det første led på højre side af lighedstegnet i denne 1. ordens differentialligning beskriver nedbrydningen af organisk stof, og andet led er genluftningsleddet. For en detaljeret beskrivelse af genluftningsprocessen henvises til kapitel 3, i nærværende arbejde.

Den mikrobielle nedbrydning af det organiske stof antages at være proportional med koncentrationen af nedbrydeligt stof, hvor K_1 er hastighedskonstanten for nedbrydningen af organisk stof, og L angiver koncentrationen af nedbrydeligt organisk stof til tiden t, målt som BI_5 ($mgO_2\ 1^{-1}$). Løsningen til differentialligningen blev ligeledes givet af Streeter & Phelps (1925),

$$D_t = \frac{K_1 L_o}{K_2 - K_1} (e^{-K_1 t} - e^{-K_2 t}) + D_o e^{-K_2 t} \qquad (2.2)$$

hvor L_o og D_o er henholdsvis initialværdi for BI_5 og oxygendeficit til tiden t = 0.

Ligning (2.2) kan anvendes til forudsigelse af oxygenkoncentrationen i et givet punkt, nedstrøms for en punktudledning af organisk spildevand, under forudsætning af at både parametrene K_1 og K_2 og

initialværdierne for BI_5 og D er kendte. Anvendt således beskriver ligning (2.2) den berømte iltsvindskurve, som fordi den næsten udelukkende blev anvendt ved spildevandsplanlægningen i store amerikanske floder, kunne notere stor succes i sine forudsigelser af hvor og hvornår der kunne forventes kritiske oxygenforhold i recipienten. Årsagen hertil er helt klart den, at de bentiske samfunds rolle i stofomsætningen i store floder er ubetydelig, sammenlignet med den rolle de spiller i mindre vandløb (Owens & Edwards 1963), hvor det er påvist, at den simplificerede model ikke tilnærmelsesvis kan beskrive de komplekse interaktioner, som er skitseret i fig. 2.1.

I betragtning af de iøjnefaldende svagheder ved Streeter-Phelps modellen har en række forskere i de senere år forbedret modellen. Først og fremmest ved, udover genluftning og biokemisk nedbrydning af organisk stof, at inkludere betydningsfulde processer som: Sedimentation af organisk stof, diffus organisk belastning og nettooxygenproduktion/forbrug fra samtlige organismer (Dobbins 1964), sedimentrespiration, fotosyntese og planterespiration (Dresnack & Dobbins 1968) og endelig resuspension af sedimenteret organisk stof (Camp 1965).

Udviklingen fra midten af 60-erne og til i dag har, i stedet for løbende at udvide antallet af processer, i højere grad været koncentreret om, dels at forbedre procesbeskrivelserne og dels at tage tilfældige (stokastiske) ydre påvirkningers effekt på det betragtedede system i betragtning.

2.2 Procesbeskrivelser.

Et af hovedformålene med nærværende arbejde har været, at forbedre kendskabet til genluftningsprocessen i mindre, makrofytdominerede vandløb, en vandløbstype som, i modsætning til især perifytdominerede amerikanske vandløb, kun har været sporadisk behandlet i

litteraturen. En detaljeret gennemgang af de forskellige genluftningsteorier og procesbeskrivelser er givet i kap. 3, mens de opnåede resultater og de forbedrede procesbeskrivelser er behandlet i kapitlerne 4 og 5.

Fundamentet for forståelsen af både oxygenbalancen og genluftningsprocessen er de fysisk/kemiske love, som beskriver oxygenets opløselighed i vand, hvorfor der er givet en oversigt over de mest betydningsfulde faktorer, som påvirker opløseligheden.

Endelig har undersøgelsen omfattet en analyse af systemets primærproduktion og dens relation til indstrålingen. Denne procesbeskrivelse er selvfølgelig også vigtig ved eventuelle simuleringer af vandløbets oxygenkoncentration.

2.2.1 Oxygens opløselighed i vand.

Ifølge fysisk/kemiske love afhænger en gasarts opløselighed, og dermed dens mætningskoncentration i vand, af gassens egenskaber, dens partialtryk over væsken samt væskens temperatur.

Det atmosfæriske tryks indvirkning på oxygens opløselighed kan forudsiges med kendskab til to af den fysiske kemis grundlæggende love.

Daltons lov om additive tryk udsiger, at i en gasblanding er det totale tryk lig med summen af de individuelle komponenters partialtryk.

Henry´s lov som udsiger, at væskekoncentrationen af opløst gas er proportional med gassens partialtryk over væsken.

Sammenholdes disse to love med den kendsgerning, at en gasarts partialtryk er proportional med dens molbrøk (volumenprocenten) i blandingen, er det indlysende, at oxygenopløseligheden er proportional med atmosfæretrykket, og opløseligheden ved atmosfæretrykket P (Pa) er givet ved

$$C_s = C'_s \frac{P}{101325\ Pa} \qquad (2.3)$$

hvor C_s og C'_s henholdsvis er mætningskoncentrationen (mg l^{-1}) ved trykket P og ved normaltrykket (101325 Pa).

Opløseligheden af oxygen i vand aftager med stigende temperatur. Om den eksakte sammenhæng mellem C_s og T har der igennem ca. 100 år hersket betydelig uoverensstemmelse, jfr. tabel 2.1.

Bestemmelsen af mætningskoncentrationen af opløst oxygen er foregået enten ved hjælp af titrimetriske eller gasometriske metoder.

Den førstnævnte metode er baseret på bestemmelse af oxygenkoncentrationen i en væskemængde, hvis oxygenkoncentration er i ligevægt med en atmosfære med kendt sammensætning.

De gasometriske metoder indebærer bestemmelse at den oxygenmængde, som en gasfri væskemængde har optaget fra en atmosfære bestående af ren oxygen eller fra en blanding af gasser. Skønt begge metoder har været anvendt med succes, er de senere års målinger af C_s næsten udelukkende udført ad titrimetrisk vej, p.g.a. denne metodes store følsomhed og præcision.

Indtil Truesdale et al. (1955) publicerede deres resultater havde standardværdierne, i vid udstrækning, været taget fra Whipple & Whipple (1911). Værdierne, som blev publiceret af Truesdale et al. (1955), lå imidlertid mellem 3 og 7% under de tidligere publicerede C_s-værdier, hvilket i høj grad stimulerede forskningen vedrørende gassers opløselighed i vand, se tabel 2.1. På en undtagelse nær (Wheatland & Smith 1955) gælder for samtlige af de senere undersøgelser, at de har fastslået, at Truesdale et al.-værdierne er for lave, og årsagen angives at være tab af jod under titreringsproceduren. I dag er værdierne, publiceret hos Montgomery

Reference		Metode	0°C	5°C	10°C	15°C	20°C	25°C
Winkler	(1889)	Titrimetrisk	14.56	12.72	11.27	10.09	9.10	8.29
Roscoe & Lunt	(1889)	Gasometrisk	-	12.41	11.11	9.98	8.96	8.25
Winkler	(1891)	Gasometrisk	14.55	12.73	11.24	10.06	9.10	8.24
Bohr & Bock	(1891)	Gasometrisk	14.79	13.02	11.58	10.32	9.30	8.46
Jacobsen	(1905)	Titrimetrisk	14.30	12.48	11.01	9.85	8.91	8.16
Fox	(1907)	Gasometrisk	14.64	12.82	11.34	10.16	9.19	8.37
Whipple & Whipple	(1911)	Gasometrisk	14.70	12.80	11.31	10.14	9.19	8.35
Truesdale et al.	(1955)	Tritimetrisk	14.16	12.37	10.92	9.76	8.84	8.11
Elmore & Hayes	(1960)	Titrimetrisk	14.65	12.79	11.27	10.03	9.02	8.18
Morris et al.	(1961)	Gasometrisk	14.68	12.85	11.33	10.08	9.07	8.26
Klots & Benson	(1963)	Gasometrisk	-	12.74	11.25	10.06	9.09	8.26
Douglas	(1964)	Gasometrisk	-	-	11.22	10.01	9.05	8.20
Montgomery et al.	(1964)	Titrimetrisk	14.63	12.77	11.28	10.07	9.08	8.26
Carpenter	(1966)	Titrimetrisk	-	12.72	11.25	10.10	9.08	8.24
Green & Carritt	(1967)	Titrimetrisk	14.71	12.87	11.35	10.12	9.11	8.25

Tabel 2.1. Oxygens opløselighed i vand i ligevægt med en atmosfære, hvor totaltrykket (inkl. mættet vanddamps tryk) er 101325 Pa og oxygenpartialtrykket 21228 Pa.

et al. (1964), accepteret som standardværdier i Danmark (DS 277), og det fremgår da også tydeligt af tabel 2.1, at resultaterne af næsten samtlige, både tidligere og senere, undersøgelser støtter anvendelsen af netop disse værdier.

Polynomiel regression på samtlige C_s-værdier, for hver grad i intervallet 0 - 25°C, giver de i tabel 2.2 viste værdier for koefficienterne til følgende tredjegradspolynomium, hvor den uafhængige variabel T er vandtemperaturen i °C.

$$C_s = a + bT + cT^2 + dT^3 \qquad (2.4)$$

koefficient	a	b	c	d
værdi	14.624	-0.4078	$8.121\ 10^{-3}$	$-7.899\ 10^{-5}$

Tabel 2.2. Koefficientværdier til et tredjegrads polynomium approksimeret til opløselighedsdata givet hos Montgomery et al. (1964).

Det anvendte udtryk for oxygenets opløselighed i vand bliver derfor efter korrektion for ændringer i temperatur og tryk:

$$C_s = \frac{(a + bT + cT^2 + dT^3)\ P}{101325}\ \text{mg}\ l^{-1} \qquad (2.5)$$

2.2.2 Økosystemprimærproduktion.

Forskellige undersøgelser vedrørende vandløbs primærproduktion har resulteret i en række afvigende procesbeskrivelser.

Fra at være betragtet som en konstant over døgnet (se f.eks. Alfi et al. 1973 og Willis et al. 1975) raffineredes beskrivelsen af P

til at omfatte en døgnvariation, som , af O´Connor & DiToro (1970), antoges at følge en sinuskurve, jfr. ligning (2.6)

$$P - R = P_{max} \sin(\frac{\pi}{p} (t - t_s)) - R, \quad t_s \leq t \leq t_{s+p}$$

$$P - R = -R \qquad t_{s+p} \leq t \leq t_{s+1} \qquad (2.6)$$

hvor P_{max} er den maksimale fotosyntetiske oxygenproduktion, p er fotoperioden og t_s er tidspunktet for solopgang.

Det idealiserede sinuskurveforløb træffes imidlertid sjældent i vandløb, se fig. 2.2.

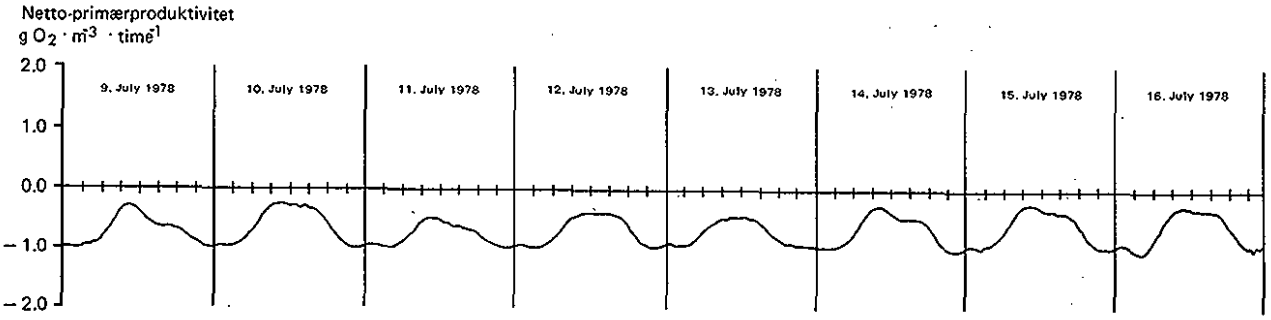

Fig. 2.2 Nettoprimærproduktion i Fjederholt å i juli 1978, fremkommet ved Fourier-analyse af næsten kontinuerligt registrerede oxygen- og temperaturdata. (Efter Thyssen 1980).

Den fundne variation over døgnet i nettoprimærproduktionen kan, som det fremgår af fig. 2.2, ikke beskrives med hverken en trappefunktion eller en sinuskurve, men kan, ifølge Fourier-teoremet, beskrives ved en sum af n sinus- og cosinusfunktioner, jfr. kap. 7.

Ved anvendelse af denne metode åbnes der således mulighed for, gennem studier af generelle sammenhænge mellem vandløbs primærproduktion og de tvangsfunktioner, f.eks. lysindstråling, spilde-

vandsbelastning, nedbør og andre produktionsregulerende faktorer, at formulere realistiske fotosyntesemodeller.

Nærværende arbejde har dog indskrænket sig til kun at omfatte et studium af sammenhængen mellem P og indstrålingen.

2.2.3 Totalrespiration.

Den meget omtalte biokemiske nedbrydning af organisk stof i vandfasen er af sekundær betydning i danske vandløb. Simonsen (1974) angiver således, at det biokemiske oxygenforbrug, i det spildevandsbelastede Havelse å-system i Nordsjælland, normalt udgør mindre end 10% af det samlede respiratoriske oxygenforbrug, hvilket Jeppesen (pers. samtale) oplyser, også er tilfældet i Suså i Sydsjælland, hvor omsætningen af organisk stof først og fremmest finder sted på faste overflader. I vandløb, hvor der er en rig forekomst af makrofyter, er en overfladeforøgelse med en faktor 30-50 pr. kvadratmeter vandløbsbund ikke usædvanlig (Edwards & Owens 1965), hvilket understreger de mikrobielle films potentielle rolle i vandløbsøkosystemets stofomsætning, en rolle, som i dag må anses for ufuldstændigt belyst i makrofytrige vandløb.

2.3 Simulering af oxygenkoncentrationen i vandløb.

Når de vigtigste oxygeninfluerende delprocesser er identificeret og beskrevet matematisk, kan submodellerne sammenføjes til en totalmodel, som omfatter hele systemet. Normalt sammenstilles oxygentilførende/-forbrugende processer i form af en massebalance over den betragtede vandløbsstrækning. Alt efter hvor stor betydning den længdemæssige opblanding, den longitudinale dispersion, har, kan massebalanceligningen formuleres:

Med opblanding:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + V \frac{\partial C}{\partial x} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \sum_{i=1}^{\infty} S_i \qquad (2.7)$$

Uden opblanding:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + V \frac{\partial C}{\partial x} = \sum_{i=1}^{\infty} S_i \qquad (2.8)$$

Uden opblanding og hvor dC/dt følger vandets strømning:

$$\frac{dC}{dt} = \sum_{i=1}^{\infty} S_i = K_2(C_s - C) + P - R + A \qquad (2.9)$$

I samtlige versioner er C oxygenkoncentrationen (ML^{-3}), t og x angiver tid (T) og sted (L), V er middelstrømhastigheden (LT^{-1}), D_L den longitudinale dispersionskoefficient (L^2T^{-1}) og S er en samlet betegnelse for oxygenkilder/-dræn ($ML^{-3}T^{-1}$). I ligning (2.9) er S splittet op i genluftning $K_2(C_s - C)$, bruttoprimærproduktion P, totalrespiration R og tilførslen med indsivende grundvand A.

2.3.1 Modeltyper.

Efter en vurdering af opblandingsforholdene og et passende valg af model, kan effekten af ændringer i systemets tvangsfunktioner, på dets tilstandsvariabler, simuleres.

Indtil for ca. 10 år siden var den såkaldte deterministiske modeltype næsten enerådende vad vandkvalitetssimuleringer. Med en fastlagt modelstruktur og med et, ud fra litteraturen eller fra et, ved laboratorieeksperimenter, estimeret parametersæt, kalibreres modellen, hvilket vil sige, at dens prognoser sammenlignes med en serie observationer af tilstanden. Hvis observation og prognose falder sammen, siges modellen af være kalibreret, hvis ikke, så justeres

parametrene, ofte uden at der udføres yderligere eksperimenter, indtil overensstemmelse er opnået. Undertiden kan parameterjusteringen heller ikke bringe prognosen i overensstemmelse med observationen, og den eneste udvej er da at ændre modelstrukturen.

Hvis en sammenligning af nye uafhængige måledata (observationer) med den kalibrerede models prognoser falder heldigt ud, siges modellen at være verificeret, og den kan nu med rimelig sikkerhed anvendes i recipientkvalitetsplanlægningen. Desværre opnås verifikation sjældent, og af årsager hertil, skal der peges på tre, nemlig:
- anvendelse af ikke-verificerede procesbeskrivelser.
- manglende kendskab til parametervariationen i både tid og rum
- udeladelse af vigtige processer i modellen.

Filosofien om at reducere et komplekst system, som f.eks. et vandløb, til en række simplere bestanddele for at studere dem enkeltvis, for derefter at samle den indhentede viden til en totalmodel, har været stærkt kritiseret (bl.a. Odum 1971 og Weiss 1971, Hornberger et al. in prep.), fordi systemets netagtige struktur, med en kontinuerlig strøm af energi og stof mellem dets komponenter, negligeres ved denne analysemetode.

Til afrunding af diskussionen af de deterministiske modeller skal følgende egenskaber ved denne modeltype fremhæves. De transformerer et givet input gennem en serie af delprocesser, til én og kun én prognose, uden angivelse af konfidensgrænser o.l.

Samtlige delprocesser antages at være korrekt beskrevne og det antages at der kan foretages perfekte målinger af den/de simulerede tilstandsvariabel(ler).

Da de tre nævnte forudsætninger ikke kan forventes at være opfyldt i komplekse og dynamiske systemer som vandløb, men måske nok i mere veldefinerede systemer, indenfor kemi og fysik, forekommer det nær-

liggende at undlade at anvende deterministiske modeller i vandkvalitetsplanlægningen, og i stedet for satse på stokastiske modeller, hvis parameterestimater og prognoser kan vurderes v.h.a. statistiske standardmetoder.

Af stokastiske modeller (se Box & Jenkins 1970) eksisterer der to principielt forskellige typer. Den ene type er de såkaldte black-box modeller, som med hensyntagen til måleusikkerhed, transformerer et givet input, uden at der kræves forhåndsviden om systemets processer. Anvendelse af black-box modeller i recipientkvalitetskontrolsammenhæng har indtil videre været indskrænket til opstilling af korttidsprognoser på basis af vandkvalitetsdata, registreret v.h.a. automatiske moniteringsstationer, i kontakt med en central computer. I tilfælde af kritiske situationer har så eventuelle afhjælpende foranstaltninger, som f.eks. kunstig genluftning, vandføringsforøgelse og spildevandsafskæring, kunnet iværksættes.

Mere tiltalende ud fra et biologisk synspunkt forekommer den internt deskriptive modeltype, som, foruden at udnytte den eksisterende viden om systemfunktion og procesbeskrivelse, tager den usikkerhed, hvormed vi nødvendigvis må opfatte systemet, i betragtning (Beck & Young 1975, Beck 1976 og Hornberger et al. 1980). Hvilken modeltype der bør anvendes og hvilken grad af kompleksitet der bør introduceres i modellen afhænger af, hvilket formål simuleringen har, og hvilken tilstandsvariabel der ønskes simuleret.

For eksempel kan konservative stoffers fordeling i systemet relativt nemt forudsiges v.h.a. ligning (2.7), idet der kan ses bort fra, at de omsættes, hvorfor Σs-leddet udgår. Biologiske omsætninger af den/de betragtede tilstandsvariabel/ler stiller større krav til modellens procesbeskrivelser og øger automatisk kompleksiteten. Afgørelsen, om hvilken kompleksitetsgrad der er påkrævet, fører

tilbage til det klassiske modelidentifikationsproblem, som i de senere år, især takket være systemanalytiske metoder, er forsøgt løst ved at sammenligne relativt simple internt deskriptive medellers prognoser med observationer af tilstanden i et normalt fungerende system. På denne måde øges kompleksiteten indtil prognoseusikkerhed og måleusikkerhed er lige store.

Generelle retningslinjer vedrørende modelering af komplekse økosystemer (vandløb) er således vanskelige at afstikke, men på basis af den foregående diskussion skal der advares mod en ukritisk anvendelse af holistiske deterministiske modeller, sammensat af et ofte stort antal submodeller, fundet ved laboratorieforsøg. Til gengæld skal den stokastiske modeltype, funderet på videnskabelig intuition og viden om systemets vigtigste delprocesser kombineret med usikkerhedsbetragtninger over både modelstruktur og målinger af tilstandsvariabler, fremhæves som et alternativ til den normale praksis i recipientkvalitetsplanlægning og -overvågning.

3. Genluftning: Teorier og empiriske modeller.

3.1. Introduktion.

Transport af stof fra en fase til en anden har igennem mere end et halvt århundrede tiltrukket sig betydelig opmærksomhed. Adeney & Becker (1919) beskrev ændringen i en væskes oxygenkoncentration, forårsaget af genluftningen, på et empirisk grundlag i form af en 1. ordens differentialligning

$$\frac{dC}{dt} = K_2 (C_s - C), \qquad (3.1)$$

hvis fysiske betydning er, at oxygenkoncentrationsændringen i væskefasen i tidsrummet dt er ligefrem proportional med oxygendeficitet $C_s - C$, udtrykt som forskellen i væskefasen mellem den aktuelle koncentration C og den, til den pågældende gasarts partialtryk svarende mætningskoncentration C_s. Ligning (3.1) kan, når tilstandsvariablen C erstattes med oxygendeficitet

$$D = C_s - C, \qquad (3.2)$$

omskrives til

$$\frac{dD}{dt} = -K_2 D. \qquad (3.3)$$

Proportionalitetskonstanten K_2 vil i det følgende blive benævnt genluftningskonstanten, en måske misvisende betegnelse, da den modsat rettede transport af gas - afluftning - også følger 1. ordens kinetik. Imidlertid er betegnelsen - genluftningskon-

konstant - så etableret i såvel den danske som den internationale litteratur, at et forsøg på at gøre betegnelsen mere korrekt, i form af f.eks. luftningskonstant, blot ville øge den herskende nomenklaturforvirring.

Adeney & Becker's originale ligning (3.1) kan løses m.h.t. K_2 efter en række manipulationer og følgende integration

$$\int_{C_o}^{C} \frac{1}{C_s - C}\, dC = \int_{0}^{t} K_2 dt \qquad (3.4)$$

hvor $C_o = C$ til tiden $t = 0$.

Løsning af ligning (3.4) giver

$$K_2 = \frac{1}{t} \ln \frac{C_s - C_o}{C_s - C} \qquad (3.5)$$

eller

$$k_2 = \frac{1}{t} \log \frac{C_s - C_o}{C_s - C} \qquad (3.6)$$

hvor

$$K_2 = \frac{1}{\log e}\, k_2 = 2.30259\, k_2. \qquad (3.7)$$

Af ligningerne (3.5) og (3.6) ses, at forholdet mellem oxygendeficiterne er dimensionsløst, hvorfor dimensionen for K_2 og k_2 bliver T^{-1}. Normalt angives K_2 med enheden $time^{-1}$ eller $døgn^{-1}$.

Af ovenstående fremgår, at genluftningsprocessen kan beskrives forholdsvis simpelt på et empirisk grundlag. Hvis man derimod ønsker at beskrive processen kausalt udfra grundvidenskabelige betragtninger, vedrørende grænselags- og turbulensteori, øges kompleksiteten væsentligt.

3.2 To-film teorien.

De første forsøg på at beskrive processen kausalt blev udført af Whitman (1923) og af Lewis & Whitman (1924). De postulerede eksistensen af såvel en laminær gasfilm som en laminær væskefilm på overgangen mellem de to faser, og at gastransporten gennem filmene udelukkende fandt sted i form af molekylær diffusion. Modstanden mod molekylær diffusion i filmene antoges at være de kontrollerende faktorer for transporten af oxygen fra atmosfære til vandfase.

Den molekylære diffusion pr. arealenhed beskrives normalt ved Ficks 1. lov, som har formen:

$$\frac{\partial m}{\partial t} = - D \frac{\partial C}{\partial x} \qquad (3.8)$$

Heraf fremgår, at diffusionsfluxen gennem filmen $\frac{\partial m}{\partial t}$ er proportional med koncentrationsgradienten $\frac{\partial C}{\partial x}$ over filmen, og proportionalitetskonstanten D benævnes diffusionskoefficienten. Hvis fluxen måles i g m^{-2} s^{-1} og koncentrationsgradienten i g m^{-3} m^{-1}, bliver enheden for D m^2 s^{-1}.

Mens transporten gennem filmene således udelukkende antages at foregå ved diffusion, så antages makroturbulensen at skabe total opblanding, og dermed ensartede koncentrationer i både gas- og væskefase, jfr. fig. 3.1

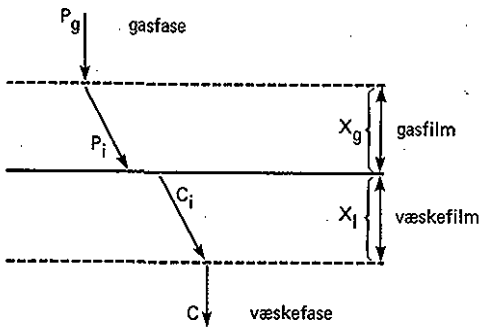

Fig. 3.1 Skematisk gengivelse af to-film teorien vedrørende gas/væske massetransport.

De drivende kræfter for diffusionen er således stationære koncentrationsgradienter $(P_g - P_i)$ og $(C_i - C)$. At de to linjer, som illustrerer gradienterne i filmene, ikke mødes ved interfasen, beror på det diffunderende stofs opløselighed, som det kommer til udtryk i Henry's lov

$$P_i = H\, C_i \qquad (3.9)$$

hvor H benævnes opløselighedskonstanten.
For massetransporten gennem gas- og væskefilm fås følgende to udtryk ved anvendelse af Ficks 1. lov, ligning (3.8)

$$N_A = \frac{D_g\, a(P_g - P_i)}{X_g} \qquad (3.10)$$

$$N_a = \frac{D_l\, a\, (C_i - C)}{X_l} \qquad (3.11)$$

hvor a betegner arealet, hvorigennem diffusionen finder sted, og D_g og D_l er diffusionskoefficienterne i henholdsvis gas- og væskefilm.
I den stationære tilstand vil transporten af stof gennem begge film være den samme, og ligningerne (3.10) og (3.11) er følgelig ækvivalente, og vi får:

$$N_a = \frac{D_g\, a\, (P_g - P_i)}{X_g} = \frac{D_l\, a\, (C_i - C)}{X_l}. \qquad (3.12)$$

Forholdet mellem diffusionskoefficienten og den effektive filmtykkelse ($\frac{D_g}{X_g}$ eller $\frac{D_l}{X_l}$) blev af Lewis og Whitman (1924) hævdet at være lig med absorptionskoefficienterne K_G og K_L, og vi får:

$$\frac{dm}{dt} = N_a = K_G\, a\, (P_G - P_i) = K_L\, a\, (C_i - C). \qquad (3.13)$$

For en gasart som oxygen, med relativ lav opløselighed i vand, har Calderbank (1959) vist, at modstanden mod diffusion er langt større i væskefilmen end i gasfilmen, og at oxygenkoncentrationen i interfasen derfor er bestemt udfra Henry's lov og $C_i = C_s$. Ligning (3.13) kan derfor omskrives til:

$$N_a = K_G\, a\, (P_G - P_i) = K_L\, a\, (C_s - C) \qquad (3.14)$$

eller, da $V \frac{dC}{dt} = \frac{dm}{dt}$ til

$$\frac{dC}{dt} = K_L \frac{a}{V} (C_s - C) \qquad (3.15)$$

hvor V er det luftede vandvolumen. Da $\frac{V}{a}$ er dybden H, fås ved sammenligning af henholdsvis den empiriske bestemte model, ligning (3.1) og den teoretiske, ligning (3.13) at

$$K_2 = K_L \frac{a}{V} \Rightarrow K_L = H\, K_2. \qquad (3.16)$$

Som tidligere nævnt, har K_2 dimensionen T^{-1}, og da H har dimen-

sionen L, får absorptionskoefficienten K_L dimensionen LT^{-1}. En passende regneteknisk enhed vil, for danske vandløbs vedkommende, være m $time^{-1}$, hvilket giver K_L-værdier af størrelsesordenen 0.1 m $time^{-1}$.

To-film teorien har i tidens løb været udsat for en del kritik, især på grund af tre fundamentale forudsætninger.

Higbie (1935) hævder således, at koncentrationen, foruden at være afhængig af positionen $\frac{\partial C}{\partial x}$, også er en funktion af tiden $\frac{\partial C}{\partial t}$, og følgelig kan Ficks 1. lov ikke anvendes til beskrivelse af diffusionen. Higbie kritiserer også teorien p.g.a. antagelsen om total opblanding i vandfasen, et fænomen som kun optræder hvor turbulensen er god; men hvor det er tilfældet, er eksistensen af en stabil laminær film på overfladen vanskelig at forestille sig rent fysisk (Danckwerts 1951).

3.3 Den kinetiske teori.

Miyamoto (1932) fremsatte en kinetisk teori, som, i modsætning til to-film teorien, giver en beskrivelse af den mekanisme, hvorved gasmolekylerne trænger igennem en væskeoverflade. Ifølge teorien er det kun gasmolekyler, som har en vertikal hastighedskomponent over en vis tærskelværdi, der er i stand til at gennembryde væskeoverfladen fra begge faser.

Imidlertid tog den oprindelige version af den kinetiske teori kun hensyn til processerne i selve grænselaget. Den omfattede således ikke en beskrivelse af makroturbulensens rolle for skabelsen af ensartede koncentrationer i væskefasen. Denne udvidelse blev foretaget af Krenkel & Orlob (1962), som postulerede, at genluftningen kan beskrives som en funktion af følgende parametre:

$$k_2 = f\ (D_L,\ r,\ H, \mu\ ), \qquad (3.17)$$

hvor D_L og r henholdsvis er vandløbets longitudinale dispersionskoefficient og et mål for overfladefornyelsen, og μ den kinematiske viskositet. Den teoretiske ligning (3.17) indeholder en vanskeligt målbar parameter r, og Krenkel & Orlob (1962) fremsatte derfor hypotesen, at overfladefornyelsen r bedst kan beskrives som forholdet mellem D_L og H^2, hvorefter ligning (3.17) har udseendet

$$k_2 = \text{konstant}\ D_L\ H^{-2}. \qquad (3.18)$$

Eksperimentel bekræftelse af hypotesen opnåedes efter multipel regressionsanalyse af 88 sammenhørende værdier af H, D_L og k_2 fra en strømrende. Efter korrektion af k_2-værdierne til konstant temperatur (20^oC) kunne følgende model identificeres:

$$k_2'\ (20) = (1.138\ 10^{-5})\ D_L^{1.321}\ H^{-2.32}$$
$$(r = 0.963). \qquad (3.19)$$

Altså i rimelig overensstemmelse med den teoretiske model. En ulempe ved denne modeltype er imidlertid, at den også indeholder en parameter D_L, som kun sjældent og vanskeligt måles, og Krenkel & Orlob (1962) formulerer derfor (se senere) en anden model baseret på energetiske betragtninger.

3.4. Penetrations-teorien.

De ved opstillingen af to-film teorien gjorte antagelser om sta-

tionære gradienter blev, som tidligere nævnt, imødegået af Higbie (1935). Han postulerede, at den vigtigste mekanisme i genluftningen var makroturbulensens fremføring af hvirvler til interfasen, og at de enkelte hvirvler antoges at opholde sig lige længe, t_s sekunder ved interfasen, før de samtidigt blev erstattet af nye, og for absorptionskoefficienten K_L fandtes følgende udtryk:

$$K_L = 2\sqrt{\frac{D}{\pi t_s}} = 1.13 \sqrt{\frac{D}{t_s}} \qquad (3.20)$$

Ligning (3.20) indeholder imidlertid også en såkaldt vanskelig målbar parameter, nemlig t_s, og har derfor ingen prognostisk værdi. Penetrationsteoriens betydning skal derimod ses i lyset af, at K_L her er ligefrem proportional med kvadratroden af diffusionskoefficienten, og ikke, som i to-film teorien, ligefrem proportional med diffusionskoefficienten, jfr. ligning (3.12).

3.5 Danckwerts' modificerede penetrationsteori eller overfladefornyelsesteorien.

Den postulerede eksistens af en stationær væskefilm som kontrollerende faktor for genluftningen, som var fundamentet i beskrivelsen af massetransporten mellem gas- og vandfase i samtlige de hidtil omtalte genluftningsteorier, blev af Danckwerts (1951) anset for tvivlsom, fordi

"the conditions required to maintain a stagnant film to the free surface of an agitated liquid appear to be lacking, and it seems more probable that turbulence extends to the surface and that there is no laminar boundary layer".

Han eliminerede derfor antagelsen om, at alle væskeelementer er

disponeret mod gasfasen i lige lang tid, og postulerede i stedet eksistensen af en faktor r, som defineredes som den middelfrekvens hvormed de mod gasfasen eksponerede overflader fornyes. Eksponering af nye overflader skyldes turbulensen i væsken, men da turbulensfænomener kun kan beskrives stokastisk, er der ingen korrelation mellem en overflades alder og dens chance for at blive erstattet af en anden. Absorptionskoefficienten for hele overfladen må derfor afhænge af de eksponerede overfladers "aldersfordeling", en fordeling som Danckwerts definerede

$$\phi(t) = r\, e^{-rt} \qquad (3.25)$$

Udregnes middelabsorptionen N pr. arealenhed af turbulent overflade, fås jfr. Danckwerts (1951)

$$N = (C_s - C)\sqrt{D\, r} \qquad (3.26)$$

eller jfr. ligning (3.14)

$$K_L = \sqrt{D\, r}. \qquad (3.27)$$

Ligheden med penetrationsteoriens K_L-model er slående på to punkter. For det første fordi K_L postuleres at være ligefrem proportional med kvadratroden af produktet af diffusionskoefficienten og en overfladefornyelsesfaktor, og for det andet fordi prognoseværdien af ligning (3.27) er ringe, idet r, som Higbie's t_s, hører til gruppen af vanskeligt målbare parametre.

3.6 O'Connor & Dobbins filmpenetrationsmodel.

Dobbins (1956) anvendte en lidt afvigende beskrivelse af filmpenetrationen og fandt følgende generelle udtryk for K_L:

$$K_L = \sqrt{D\ r}\ \coth \sqrt{\frac{r\ X_L^2}{D}}. \qquad (3.28)$$

Ligning (3.28) er dog ikke væsentligt forskellig fra (3.27), idet værdien af den hyperbolske cotangens praktisk taget er lig med 1.

Den generelle ligning (3.28) indeholder, som samtlige af de hidtil omtalte teoretiske modeller, vanskeligt målbare parametre, r og X_L, og den kan derfor heller ikke umiddelbart anvendes som et prognoseredskab. Et forsøg på at bringe den på en anvendelig form udførtes af O'Connor & Dobbins (1956), som rapporterede en relation mellem r og visse målbare turbulensparametre i et naturligt vandløb.

I deres teoretiske gennemgang antager O'Connor & Dobbins (1956):

- at r kan beskrives som forholdet mellem turbulensens intensitet og dens horisontale udbredelse.
- at der eksisterer to turbulenstyper, henholdsvis isotrop og non-isotrop turbulens.

Den isotrope turbulens kendetegnes ved, at der kun eksisterer ubetydelige vertikale hastighedsgradienter, mens non-isotrope turbulensforhold træffes i vandløb med udprægede forskelle i hastighedsfordelingen i tværsnittet. Til kvantitativ adskillelse af de to turbulenstyper anvendte O'Connor & Dobbins (1956) Chezy-koefficienten C_Z:

$$C_Z = V\ (H\ S)^{-0.5} \qquad (3.29)$$

hvor S er vandløbets energigradient og hvor

(C_Z ($m^{0.5}\ s^{-1}$), V ($m\ s^{-1}$), H (m) og S ($m\ m^{-1}$)).

I vandløb med non-isotrope turbulensforhold kan genluftningskonstanten, ifølge O'Connor & Dobbins (1956), forudsiges v.h.a. ligning (3.30). Den afviger fra tidligere omtalte modeller ved kun at indeholde målbare hydrauliske parametre.

$$k_2 = \frac{480\ D^{0.5}\ S^{0.25}}{H^{1.25}} \qquad (3.30)$$

hvor

(k_2 ($døgn^{-1}$), D ($ft^2\ døgn^{-1}$), S (ft $foot^{-1}$) og H (ft)).

Ligning (3.30) har i MKS-systemet udseendet

$$K_2 = 823\ \frac{D^{0.5}\ S^{0.25}}{H^{1.25}} \qquad (3.31)$$

hvor (K_2 ($døgn^{-1}$), D ($m^2\ døgn^{-1}$), S ($m\ m^{-1}$) og H (m)).

Indsættes heri værdien for diffusionskoefficienten for oxygen i vand ved 20°C (Himmelblau 1964),

$D = 2 \cdot 10^{-5}\ cm^2\ s^{-1} = 1.73 \cdot 10^{-4}\ m^2\ døgn^{-1}$, fås:

$$K_2(20) = 10.8\ S^{0.25}\ H^{-1.25}. \qquad (3.32)$$

Gældende for vandløb, hvor turbulensforholdene er isotrope, angiver O'Connor & Dobbins (1956) ligning (3.33)

$$k_2 = \frac{(D\ V)^{0.5}}{2.303\ H^{1.5}} \qquad (3.33)$$

hvor (k_2 ($døgn^{-1}$), D ($ft^2\ døgn^{-1}$), V (ft $døgn^{-1}$) og H (ft)).

Ligning (3.33) har i MKS-systemet udseendet

$$K_2(20) = 294 \frac{D^{0.5} V^{0.5}}{H^{1.5}} = 3.9 V^{0.5} H^{-1.5} \qquad (3.34)$$

hvor (K_2 (døgn^{-1}), D (m^2 døgn^{-1}), V (m s^{-1}) og H (m)).
Formlerne (3.31) og (3.34) blev verificeret på basis af såvel laboratoriemålinger som på basis af en række vandløbs K_2-bestemmelser, fremkommet ved afstemning af Streeter-Phelps oxygensvindsmodellen, se ligning (2.1) (Streeter & Phelps 1925, Nusbaum & Miller 1952, Kittrell & Kochtitzky 1947 og Setter 1932). Imidlertid er både en del af de teoretiske betragtninger, der ligger til grund for modellerne (3.31) og (3.34) og verifikationsgrundlaget i tidens løb blevet kritiseret. F.eks. hævder Diachishin (1958), at differentieringen af non-isotrop og isotrop turbulens på basis af Chezy-koefficienten er arbitrær og savner ethvert eksperimentelt bevis, og endvidere er der stillet spørgsmålstegn ved datamaterialet vedrørende genluftning i naturlige vandløb. Den sidstnævnte kritik bygger på de traditionelle indvendinger mod anvendelsen af Streeter-Phelps modellen, men da verifikationen hovedsageligt er foretaget på data fra store floder, hvor Streeter-Phelps modellen tilnærmet er gyldig, anses denne kritik ikke for berettiget. O'Connor (1958) viste i forlængelse heraf, at forskellen mellem K_2-prognoserne fra ligningerne (3.31) og (3.34) i almindelighed var ubetydelig og anbefalede herefter udelukkende anvendelse af ligning (3.34).

3.7 Dobbins (1956).

Udover det udførligt omtalte forsøg fra O'Connor & Dobbins side på at relatere parametrene X_L og r i ligningerne (3.31) og (3.34) til målbare turbulensparametre, er der gjort lignende

forsøg fra anden side. Heraf skal nævnes Dobbins (1964, 1965) og Metzger & Dobbins (1967), som bygger de foreslåede relationer mellem overfladefornyelse og filmtykkelse på de idéer om filmens stokastiske natur, som oprindeligt blev fremsat af Danckwerts (1951) og videreudviklet af Dobbins (1956), se ligning (3.28). De foreslåede ligninger for r og X_L indeholder adskillige empirisk bestemte størrelser, jfr. ligning (3.35) efter Dobbins (1965)

$$K_2(T^o) = \frac{0.0841\ C_A\ A\ E^{0.375}\ \coth\left(\frac{B\ E^{0.125}}{C_4^{0.5}}\right)}{C_4^{1.5}\ H}, \qquad (3.35)$$

hvor parametrene har følgende betydning:

$C_A = 1.0 + N_F^2$ (A)

$C_4 = 0.9 + N_F$ (B)

$A = 9.68 + 0.054\ (T - 20)$ (C)

$E = 30.0\ S\ V$ (D)

$B = 0.976 + 0.0137\ (30 - T)^{1.5}$ (E)

$N_F = V\ (g\ H)^{-0.5}$ (F)

og hvor N_F er Froudes tal. Enhederne er som følger (K_2 (døgn^{-1}), T (^{o}C), S (ft (1000 ft)$^{-1}$), V (ft s^{-1}), g (ft s^{-2}) og H (ft)).

Omskrives ligning (3.35) til MKS-systemet, forbliver ligningerne A-C og E uændrede, da Froudes tal er dimensionsløst. Ligning D ændres derimod til

$$E = 98425\ S\ V$$

hvor (S (m m^{-1}) og V (m s^{-1})).

3.8 Fortescue & Pearson (1967).

Som den sidste af de såkaldte teoretiske modeller skal nævnes en model (Fortescue & Pearson 1967), hvor beregningerne af gasabsorptionen er baseret på en antagelse om, at processen er kontrolleret af relativt store hvirvler, som antages at danne en "turbulent film" ved overfladen.
Eksperimentelle resultater vedrørende absorptionen af kuldioxid i vand kunne beskrives

$$K_{L(CO_2)} = 1.46 \left(\frac{D_{(CO_2)}\,\mu}{\Lambda}\right)^{0.5} \qquad (3.36)$$

hvor D betegner diffusionskoefficienten for CO_2 i vand, og μ angiver den turbulente films horisontale turbulensparameter og Λ den vertikale. For forholdet mellem de to turbulensparametre anvendtes relationen givet hos O'Connor & Dobbins (1956)

$$\frac{\mu}{\Lambda} = \frac{0.1\ V}{0.1\ H} \qquad (3.37)$$

hvorefter ligning (3.36) har udseendet

$$K_{2(CO_2)} = 429.2 \left(\frac{D_{(CO_2)}\ V}{H^3}\right)^{0.5} \qquad (3.38)$$

hvor ($K_{2(CO_2)}$ (døgn)$^{-1}$), $D_{(CO_2)}$ er diffusionskoefficienten for CO_2 i vand, V (m s^{-1}) og H (m)).
Om forholdet mellem genluftningskonstanterne for to forskellige gasser A og B har Tsivouglou (1967) vist, at det er lig med forholdet mellem de to gassers diffusionskoefficienter, hvilket igen er lig med det omvendte forhold mellem gassernes molekylediameter d_A og d_B, så vi får generelt:

$$\frac{(K_2)_A}{(K_2)_B} = \frac{D_A}{D_B} = \frac{d_B}{d_A} \qquad (3.39)$$

Da kuldioxid- og oxygenmolekylets diameter er henholdsvis 3.23 Å og 2.92 Å fås

$$\frac{K_{2(CO_2)}}{K_{2(O_2)}} = 0.90 \qquad (3.40)$$

og Fortescue-Pearson genluftningsmodellen for oxygen bliver derfor

$$K_{2(O_2)} = 429.2 \left(\frac{D\ V}{H^3}\right)^{0.5} \qquad (3.41)$$

hvor D er oxygenets diffusionskoefficient i vand (= 1.73 10^{-4} m^2 døgn^{-1}), og hvor enhederne i øvrigt er som i ligning (3.38).

3.9 Kishinevski-teorien.

Kishinevski (1955) modsagde samtlige eksisterende teoretiske modellers antagelse om molekylær diffusion gennem en laminær film som den kontrollerende faktor for absorptionen, og Kishinevski & Serebryansky (1956) konkluderede, på basis af en række studier af absorptionen af oxygen, kvælstof og brint, at absorptionen udelukkende var kontrolleret af den turbulente diffusion i væsken. Den fysiske model for K_L blev derfor defineret som

$$K_L = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \sqrt{(D + D_T)\ r} \qquad (3.42)$$

hvor D_T angiver den turbulente diffusion, og $D_T >> D$.

3.10 Resumé af de teoretiske genluftningsmodeller.

Af den foregående diskussion fremgår, at der hersker stor uover-

ensstemmelse om hvilke mekanismer, der kontrollerer transporten af gasser til og fra en væske. Det fundamentale problem består i formuleringen af en teoretisk model, som både tager molekylær diffusion og turbulent diffusion i betragtning.

Den molekylære diffusions indflydelse på genluftningsprocessen er, jævnfør ovenstående, uvis. Nogle forskere (Whitman 1923, Lewis & Whitman 1924) hævder, at den molekylære diffusion alene kontrollerer processen, andre (Higbie 1935, Danckwerts 1951, Krenkel & Orlob 1962, Dobbins 1964 og Fortescue & Pearson 1967) hævder, at den kun er en af de kontrollerende faktorer, mens andre igen (Miyamoto 1932, Kishinevski 1955 og Kishinevski & Serebryansky 1956) postulerer, at den molekylære diffusion ikke spiller nogen rolle overhovedet som kontrollerende faktor. Endvidere er der stor uenighed om hvilken vægt, der skal tillægges den molekylære diffusion, idet eksponenten til D i de omtalte modeller varierer i intervallet fra 0 til 1. Hvad der derimod synes at være udbredt enighed om, er at transporten af stof ved interfasen er langsommere end i resten af væsken, hvor opblandingen, som skabes af makroturbulensen, er den kontrollerende faktor, men da den fysiske forståelse af turbulensfænomener stadigvæk er forholdsvis beskeden (Liepmann 1979), og da de matematiske turbulensmodeller resulterer i særdeles komplicerede løsninger, ligger formuleringen af en fysisk korrekt genluftningsmodel, funderet på turbulensteoretiske overvejelser, sikkert langt ude i fremtiden.

Indtil da må vi tage til takke med de idéer om makroturbulensens indflydelse på genluftningsprocessen, som kommer til udtryk i teorierne fremsat af f.eks. Danckwerts 1951, O'Connor & Dobbins 1956, Dobbins 1956 og Krenkel & Orlob 1962.

I tabel 3.1 er givet en oversigt over de teoretiske modeller, som indeholder målbare hydrauliske variabler. Kun disse 3 modeller vil blive omtalt yderligere.

ligning nr.	modelnr.	modelformulering
3.34	29	$K_2(20) = 294\ D^{0.5}\ V^{0.5}\ H^{-1.5}$
3.41	30	$= 429\ D^{0.5}\ V^{0.5}\ H^{-1.5}$
3.35	31	$K_2(T) = 0.0841\ C_A\ A\ E^{0.375}\ \coth(B\ E^{0.125}\ C_4^{-0.5})\ C_4^{-1.5}\ H^{-1}$

hvor

$C_A = 1.0 + N_F^2$

$C_4 = 0.9 + N_F$

$A = 9.68 + 0.054\ (T - 20)$

$E = 98425\ S\ V$

$B = 0.976 + 0.0137\ (30 - T)^{1.5}$

$N_F = V\ (g\ H)^{-0.5}$

Tabel 3.1. Oversigt over de behandlede teoretiske genluftningsmodeller. Enhederne er: D, $m^2\ s^{-1}$; V, $m\ s^{-1}$; H, m; S, $m\ m^{-1}$; T, ^oC og K_2, $døgn^{-1}$. Modelnummeret refererer til tabellerne 5.2 - 5.6.

3.11 Andre faktorer som påvirker genluftningsprocessen.

Som præciseret i foregående afsnit er makroturbulensen i vandløbet af afgørende betydning for genluftningsprocessens hastighed. I dette kapitel vil en række af de fysisk/kemiske tilstandsvariabler, som påvirker genluftningen, blive diskuteret.

3.11.1 Vandtemperaturen.

Transporten af oxygen fra atmosfæren til vandfasen øges, når vandtemperaturen øges, samtidig med at alle andre forhold holdes konstante. Denne kendsgerning tilskrives normalt temperaturens samlede effekt på følgende parametre: viskositeten, densiteten, overfladespændingen, den molekylære diffusion samt molekylebevægelsens hastighed i luft og vand ved interfasen (Churchill et al. 1962, Thackston & Krenkel 1969 og Dobbins 1964). Temperaturens effekt på genluftningskonstantens størrelse har været kendt i lang tid. Allerede Streeter (1926) formulerede på grundlag af data fra bl.a. Adeney & Becker 1919, 1920 og Becker 1924 sammenhængen mellem genluftningskonstanterne ved forskellige temperaturer som

$$K_2(T^oC) = K_2(20^oC)\,\theta^{T-20^oC} \qquad (3.43)$$

hvor temperaturkoefficienten θ havde værdien 1.0159. Ligning (3.43) forudsiger, at genluftningskonstanten øges geometrisk med 1.59% pr. grads temperaturstigning. Værdien af θ har siden været debatteret, og de opnåede resultater grupperes dels omkring værdien 1.016, se tabel 3.2, mens andre (f.eks. Downing & Truesdale 1955 og Churchill et al. 1962) bestemte θ til værdier omkring 1.024. Sidstnævnte værdi ligger meget tæt på den teoretiske vær-

Reference		Metode	Relation	θ
Downing & Truesdale	(1955)	Vand i bægerglas omrøring	Lineær	1.0221
Streeter	(1926)		Eksponentiel	1.0159
Streeter et al.	(1936)	Strømrende	Eksponentiel	1.016
Orlovsky	(1969)		lineær	1.02
Tsivouglou	(1967)	Teoretisk	Eksponentiel	1.022
Churchill et al.	(1962)	Vand i bægerglas omrøring	Eksponentiel	1.0241
Truesdale & Vandyke	(1958)	Strømrende	Lineær	1.015

Tabel 3.2. Resumé af undersøgelser vedrørende genluftningsprocessens temperaturafhængighed.

di som, i det aktuelle temperaturområde 5-20°C, af Tsivouglou (1967) blev bestemt til 1.022 ±0.004. En temperaturkoefficient på 1.024 er blevet benyttet i en lang række genluftningsstudier. Bl.a. er den foretrukket af Benneth & Rathbun (1972) i deres omfattende oversigtsartikel, og da den forekommer yderst veldokumenteret, vil den også blive anvendt i nærværende arbejde til omregning af K_2-værdier til standardtemperaturen, 20°C.
Skønt temperaturrelationen, ligning (3.43), har opnået almindelig anvendelse, betvivler Dobbins (1964) dens basale form, mens Metzger & Dobbins (1967) hævder, at en konstant værdi af θ ikke kan beskrive genluftningens temperaturafhængighed ved samtlige turbulensintensiteter.
Orlovsky (1969) foreslår i stedet for den eksponentielle form en lineær sammenhæng mellem K_2-værdierne ved forskellige temperaturer af formen:

$$K_2(T) = K_2(20)\ (1 + 0.02\ (T - 20)). \qquad (3.44)$$

Endelig har Howe (1977) fremsat den besynderlige teori, at genluftningen modsat alle andre fysiske processer, som involverer molekylebevægelser, skulle mindskes med 1.25% pr. grads stigning, jfr. udtrykket

$$K_2(T) = K_2(20)\,\theta^{(20-T)} \qquad \theta = 1.0125. \qquad (3.45)$$

I nærværende arbejde er den eksponentielle temperaturrelation, givet hos Streeter (1926), bibeholdt.

3.11.2 Overfladeaktive stoffer.

En række stoffer (f.eks. sæbe og husholdningsspildevand) er på-

vist at kunne påvirke vandoverfladens egenskaber, således at genluftningskonstanten for det pågældende system ændres. Ændringen skyldes primært, at de såkaldte overfladeaktive stoffer (OAS) adsorberes på gas-væske interfasen, hvorved modstanden mod gasmolekylers indtrængen i væsken øges. Modstanden øges imidlertid ikke lineært med OAS-koncentrationen, men øges kun til en bestemt kritisk koncentration for dernæst at blive konstant (Mancy & Okun 1965).

Overfladeaktive stoffers vigtigste egenskab er deres evne til at nedsætte overfladespændingen, hvilket udtrykt i den her anvendte nomenklatur er ensbetydende med, at væskens A/V-forhold øges. Da

$$K_L \frac{A}{V} = K_2$$

ses, at OAS har såvel hæmmende virkning på K_2 - gennem formindskelse af K_L - som fremmende virkning ved skabelse af et forøget overflade/volumen-forhold.

Hvilken effekt, der er den vigtigste, er af Eckenfelder et al. (1956) og Metzger (1968) vist at afhænge af, hvilket stof der anvendes, og hvilke koncentrationer det anvendes i samt det betragtede luftningssystems udformning. For vandløbs vedkommende foreligger kun få undersøgelser. Gameson et al. (1956) påviser således en genluftningsreduktion på op til 70% alt efter turbulensintensiteten efter dosering af en blanding af syntetiske vaskemidler til et engelsk vandløb; et resultat som er bekræftet gennem adskillige laboratorieeksperimenter med OAS (f.eks. Metzger 1968, Mancy & Okun 1965 og Downing et al. 1957) og med spildevand (Downing et al. 1957).

For en generel diskussion af forskningen angående overfladeakti-

ve stoffers effekt på gas/væske relationer, henvises til Resnick & Gal-Or (1968).

3.11.3 Meteorologiske forhold.

Ekstreme forhold i form af vind og regn vil øge genluftningen. For det første ved at skabe et forøget A/V-forhold, og for det andet ved at skabe en forøget turbulens i vandfasen.
Vindens betydning har været undersøgt i laboratoriestrømrender (Eloubaidy & Plate 1972). Forfatterne konkluderede, at den forøgelse, som skyldtes vinden, var betydelig større end det kunne forklares ud fra A/V-forøgelsen. Endvidere har Juliano (1969) og Downing & Truesdale (1955) gennemført en række genluftningsbestemmelser in situ og fundet, at genluftningskonstanten øges lineært med vindhastigheden. Regnens effekt ses kun at være behandlet af Banks & Herrera (1977).

3.12 Hydrauliske genluftningsmodeller.

Som det fremgår af diskussionen af de såkaldt teoretiske modeller, gælder det for den del af dem, som har prognostisk værdi, at de indeholder et eller flere empiriske elementer (se f.eks. O'Connor & Dobbins 1956, Dobbins 1965 og Fortescue & Pearson 1967), hvorfor deres rette betegnelse snarere burde være semi-empiriske modeller. Den skarpe afgrænsning af modellerne i de tre hovedgrupper: teoretiske, semi-empiriske og empiriske modeller, givet hos Benneth & Rathbun (1972), forekommer ikke velbegrundet og vil blive fraveget i det følgende. Der vil i dette kapitel derfor både blive omtalt semi-empiriske og empiriske modeller, og som fællesnævner er valgt betegnelsen hydrauliske modeller, hvilket indikerer, at man - med kendskab til visse strømningsparametre og vandløbets fysiske udformning - kan for-

udsige (beregne) det pågældende vandløbs genluftningskonstant. Pionererne på området var Black & Phelps (1911), som i en undersøgelse af New York havns spildevandsbelastning for første gang beskrev genluftningskonstanten som en funktion af hydrauliske variabler.

3.12.1 Streeter & Phelps (1925).

Det første betydningsfulde vandløbsstudium af sammenhængen mellem K_2 og målbare hydrauliske variabler gennemførtes af Streeter & Phelps (1925). I deres undersøgelse af Ohio-floden anvendte de resultaterne fra Adeney & Becker (1919, 1920) til beskrivelse af genluftningsprocessen og postulerede derudover, at oxygenkoncentrationen i floden desuden var afhængig af tilførselen og nedbrydningen af organisk spildevand, jfr. ligning (2.1). Parametrene K_1 og K_2 i denne ligning kan selvfølgelig estimeres, hvis L_o, D_o og oxygenkoncentrationen er kendt i en række punkter ned ad vandløbet. Desuden kræves der kendskab til transporttiden. Streeter & Phelps (1925) bestemte på denne måde K_2 for flere vandløb i Ohio-flodens afstrømningsområde og forsøgte at relatere bestemmelserne til strømhastigheden V og differensen H_L mellem den aktuelle vandstand og minimumsvandstanden. På basis heraf formulerede de følgende empiriske model:

$$K_2 = \frac{C\ V^d}{H_L^{\ 2}} \qquad (3.46)$$

hvor D og d er empiriske konstanter. Imidlertid viste det sig, at værdierne for C og d var forskellige fra vandløb til vandløb, hvorfor ligning (3.46) kun opnåede lokal anvendelse.

3.12.2 Churchill et al. (1962).

På samme idégrundlag opstilledes næsten 40 år senere en empirisk genluftningsmodel, som også postulerede en sammenhæng mellem K_2 og vandløbets strømhastighed og dybde. På basis af 509 sammenhørende målinger af K_2, V og H, i hypolimniske afløb fra reservoirer med lavt oxygenindhold i Tennessee, formulerede Churchill et al. (1962) efter anvendelse af dimensionsanalyse og multipel regression følgende model:

$$k_2(20^oC) = 5.026\ V^{0.969}\ H^{-1.673} \qquad (3.47)$$

hvor (k_2 (døgn^{-1}), V (ft s^{-1}) og H (ft)).
I MKS-systemet har ligning (3.47) udseendet:

$$K_2(20^oC) = 5.015\ V^{0.969}\ H^{-1.673} \qquad (3.48)$$

hvor (K_2 (døgn^{-1}), V (m s^{-1}) og H (m)).
I denne undersøgelse blev der kompenseret for en fotosyntetisk oxygenproduktion og et bentisk respiratorisk oxygenforbrug; processer hvis betydning tidligere (Black & Phelps 1911, Streeter & Phelps 1925 og O'Connor & Dobbins 1956) var blevet ignoreret eller underestimeret ved betragtninger over vandløbs oxygenbalance (Hull & DeFilippi 1963).
I undersøgelsen blev der foretaget K_2-målinger i 5 vandløb, hvor strømhastigheden varierede fra 0.56 - 1.52 m s^{-1} og dybden fra 0.65 - 3.48 m.

3.12.3 Krenkel & Orlob (1962).

Krenkel & Orlob (1962) fremsatte som tidligere nævnt hypotesen,

at genluftningskonstanten kan beskrives som en funktion af et vandløbs longitudinale dispersion og dets dybde, se ligning (3.19). Anvendeligheden af denne model er imidlertid ringe, idet den longitudinale dispersion hører til kategorien af hydrauliske variabler, som sjældent og vanskeligt måles.

I deres videre arbejde søgte forfatterne derfor at relatere K_2 til nemmere registrerbare hydrauliske variabler, som samtidig repræsenterede turbulensintensiteten. Det lykkedes dem i denne forbindelse at opnå eksperimentel bekræftelse af en hypotese, som forudsagde ligefrem proportionalitet mellem en 18 m lang og 0.3 m bred strømrendes genluftningskonstant og tabet af potentiel energi i et enhedsvolumen under vandets strømning.

Energitabet E beregnedes af Krenkel & Orlob (1962) udfra formlen:

$$E = S\ V\ g \qquad (3.49)$$

hvor S er energilinjens hældning (ft ft^{-1}), V (ft min^{-1}) og g er tyngdens acceleration (ft min^{-2}).

I modellen inkluderedes foruden turbulensintensitetsparameteren E en "skalaparameter", nemlig dybden, og modellens udseende blev herefter:

$$k_2 = a\ E^b\ H^c \qquad (3.50)$$

Efter anvendelse af multipel regression på sammenhørende værdier af k_2, S, V og H kunne følgende model identificeres:

$$k_2 = 1.141\ 10^{-4}\ E^{0.408}\ H^{-0.66} \qquad (3.51)$$

hvor (k_2 (min^{-1}), E ($ft^2\ min^{-3}$) og H (ft)).

Ligning (3.51) har i MKS-systemet udseendet:

$$K_2\ (20) = 68.37\ E^{0.408}\ H^{-0.66} \qquad (3.52)$$

hvor ($K_2(20)$ ($døgn^{-1}$), E ($m^2\ s^{-3}$) og H (m)).

3.12.4 Thackston (1966).

I sin teoretiske udvikling af en genluftningsmodel forudsatte Thackston (1966), at genluftningskonstanten er ligefrem proportional med en funktion af overfladefornyelsen r og omvendt proportional med en dybdefunktion, jfr. ligning (3.53)

$$k_2 = \frac{f_1(r)}{f_2(H)} \qquad (3.53)$$

og nåede gennem en række turbulensteoretiske overvejelser frem til modellen:

$$k_2 = c\,\frac{V_*}{H} \qquad (3.54)$$

hvor c er en konstant og V_* er friktionshastigheden givet ved

$$V_* = \sqrt{g\ H\ S}$$

Gennem regressionsanalyse af data fra laboratorieeksperimenter, udført i en 18 m lang og 0.6 m bred strømrende, bestemtes værdien for konstanten i ligning (3.54) til 0.000215, og modellen har derfor i FPS-systemet udseendet:

$$k_2 = 0.000215\,\frac{V_*}{H} \qquad (3.55)$$

hvor (k_2 (s^{-1}), V_* (ft s^{-1}) og H (ft)),
eller i MKS-systemet

$$K_2(20) = 42.78 \frac{V_*}{H} \qquad (3.56)$$

hvor ($K_2(20)$ ($døgn^{-1}$), V_* (m s^{-1}) og H (m)).
Anvendtes i stedet data givet hos Krenkel & Orlob (1962) i analysen, fandtes værdien for proportionalitetskonstanten i ligning (3.54) til 0.000469, og den resulterende model har i MKS-systemet udseendet:

$$K_2(20) = 93.32 \frac{V_*}{H} \qquad (3.57)$$

med de samme enheder som (3.56).

3.12.5 Thackston & Krenkel (1969).

Pionerarbejdet, som blev udført af Thackston (1966), hvor friktionshastigheden påvistes at være en acceptabel turbulensindikator, blev efterfulgt af Thackston & Krenkel (1969), som fandt, at ligning (3.56)'s forudsigelser kunne forbedres, hvis der i modellen blev indarbejdet et mål for den turbulensskabte forøgelse af vandoverfladens areal. Til beskrivelse af forskellen mellem systemets overfladeareal - uden og med turbulens - valgtes den dimensionsløse turbulensparameter Froudes tal N_F, som tidligere af Dobbins (1965), se ligning (3.35), var blevet anvendt til beskrivelse af overfladeforøgelsen under turbulente strømforhold.
Regressionsanalyse af de samme strømrendedata, som havde været benyttet ved opstillingen af ligning (3.56), samt på feltdata givet hos O'Connor & Dobbins (1956) og Churchill et al. (1962),

resulterede i følgende model:

$$k_2 = 0.000125\ (1 + N_F^{0.5})\ \frac{V_*}{H} \qquad (3.58)$$

hvor $N_F^{0.5}$ angiver den turbulensbetingede overfladeforøgelse, og hvor enhederne for øvrigt er de samme som i ligning (3.55). Omskrevet til MKS-systemet får ligning (3.58) udseendet:

$$K_2(20) = 24.87\ (1 + N_F^{0.5})\ \frac{V_*}{H} \qquad (3.59)$$

hvor ($K_2(20)$ (døgn^{-1}), V_* (m s^{-1}) og H (m)).

3.12.6 Shastry et al. (1969).

I en diskussion af den parameterestimeringsrutine (trial and error), som blev anvendt af Thackston & Krenkel (1969), fremhæver Shastry et al. (1969) betydningen af mere avancerede metoder. På det samme datamateriale anvendte Shastry et al.(1969) derfor en non-lineær estimeringsrutine og konkluderer, at inkludering af overfladefaktoren ($1 + N_F^{0.5}$) ikke forbedrer modellens prognoser væsentligt. Derimod forbedres prognosen ved anvendelse af:

$$k_2 = 0.000214\ N_F^{0.1080}\ \left(\frac{V_*}{H}\right)^{1.007} \qquad (3.60)$$

med samme enheder som ligning (3.55).
I MKS-systemet fås:

$$K_2(20) = 18.49\ N_F^{0.1080}\ \left(\frac{V_*}{H}\right)^{1.007} \qquad (3.61)$$

med enheder som ligning (3.59).

3.12.7 Owens et al. (1964).

Owens et al. (1964) udførte 32 målinger af K_2 i mindre engelske vandløb, hvor strømhastigheden varierede fra 0.04 til 0.56 m s^{-1} og dybden fra 0.12 til 0.74 m. Da denne undersøgelse omfatter en række makrofytdominerede vandløb, som, ifølge det rapporterede, i høj grad kan sammenlignes med danske forhold, er samtlige resultater fra undersøgelsen gjort til genstand for yderligere analyse. På basis af måleserien, som omfattede genluftningskonstant og styrende variabler, formulerede Owens et al. (1964), en model, ligning (3.62), ved hjælp af hvilken det er muligt at forudsige værdien af K_2, med kendskab til vandløbets middelstrømhastighed og middeldybde.

$$k_2(20) = 10.09\ V^{0.73}\ H^{-1.75} \qquad (3.62)$$

hvor ($k_2(20)$ (døgn^{-1}), V (ft s^{-1})).

I MKS-systemet fås:

$$K_2(20) = 6.92\ V^{0.73}\ H^{-1.75} \qquad (3.63)$$

hvor ($K_2(20)$ (døgn^{-1}), V (m s^{-1}) og H (m)).

Kombination af det ovenfor omtalte datasæt fra engelske vandløb, med data givet hos Churchill et al. (1962), resulterede i følgende model:

$$k_2(20) = 9.41\ V^{0.67}\ H^{-1.85} \qquad (3.64)$$

med enhederne som ligning (3.62), eller i MKS-systemet:

$$K_2(20) = 5.33\ V^{0.67}\ H^{-1.85}. \qquad (3.65)$$

3.12.8 Langbein & Durum (1967).

Et næsten analogt studium gennemførtes af Langbein & Durum (1967), som på grundlag af genluftningsdata, givet hos O'Connor & Dobbins (1956), Churchill et al. (1962), Krenkel & Orlob (1962) og hos Streeter et al. (1936), opstillede en model, hvor K_2-prognosen baseredes på kendskab til de hydrauliske variabler: Middelstrømhastighed og middeldybde, se ligning (3.66)

$$k_2(20) = 3.3\ V\ H^{-1.33} \qquad (3.66)$$

hvor ($k_2(20)$ (døgn^{-1}), V (ft s^{-1}) og H (ft)).

I MKS-systemet ændres ligning (3.66) til:

$$K_2(20) = 5.13\ V\ H^{-1.33} \qquad (3.67)$$

hvor ($K_2(20)$ døgn^{-1}), V (m s^{-1}) og H (m)).

Langbein & Durum (1967) påviste yderligere nogle interessante relationer mellem genluftningskonstanten og vandføringen. Ved at anvende vandføringsdata fra Kansas, Missouri og Mississippi floderne, sammen med genluftningskonstanter beregnet udfra ligning (3.67), påviste de et logaritmisk fald i genluftningen ved stigende vandføring. Dette kan forklares ved den uensartede vægtning af V og H, samt ved at vanddybden øges relativt mere end strømhastigheden ved stigende vandføring. Denne relation kunne imidlertid ikke overføres til mindre vandløb. Her mindskedes genluftningen ved stigende vandføring over strygene, mens den øgedes på strækninger med høller, når vandføringen tiltog.

3.12.9 Isaacs & Gaudy (1968).

I modsætning til de tidligere omtalte forsøg (Krenkel & Orlob 1962 og Thackston & Krenkel 1969) på at relatere genluftningen i lange, lige strømrender med hydrauliske variabler, gennemførte Isaacs & Gaudy (1968) en række eksperimenter i en cirkulær strømrende, hvor strømningen skabtes ved at yder- og inderside kunne rotere med forskellig hastighed, mens bunden blev holdt i ro.

Forholdene i denne strømrendetype hævdedes, af forfatterne, i højere grad at repræsentere naturlige kanalers turbulens end forholdene i den lige strømrende. Anvendelse af dimensionsanalyse, jfr. Churchill et al. (1962) resulterede i opstilling af følgende udtryk for k_2, ligning (3.68), hvor k_2 relateredes til følgende fysiske og hydrauliske variabler: Den molekylære diffusionskoefficient, den kinematiske viskositet, tyngdens acceleration, middeldybden og strømhastigheden.

$$k_2 = C \frac{D^{(1-d)}}{\nu^{(a-d)}} \frac{1}{g^b} V^{(a+2b)} H^{(a-b-2)} \qquad (3.68)$$

hvor c, b og d er konstanter.

Under rimeligt konstante temperatur- og trykforhold kan gruppen

$$C \frac{D^{(1-d)}}{\nu^{(a-d)}} \frac{1}{g^b}$$

betragtes som en konstant og udtrykket (3.68) reduceres til den kendte form:

$$k_2 = c' V^m H^p \qquad (3.69)$$

hvor $m = a + 2b$ og $p = a - b - 2$.

Regressionsanalyse af data fra 52 eksperimenter; $0.17 \leq V \leq 0.50$ m s^{-1} og $0.15 < H \leq 0.46$ m, udført i den ovenfor omtalte strømrende, resulterede i opstilling af følgende model:

$$k_2(20) = 3.053\ V\ H^{-1.5} \qquad (3.70)$$

hvor ($k_2(20)$ (døgn^{-1}), V (ft s^{-1}) og H (ft)).

I MKS-systemet har ligning (3.70) udseendet:

$$K_2(20) = 3.88\ V\ H^{-1.5} \qquad (3.71)$$

hvor ($K_2(20)$ (døgn^{-1}), V (m s^{-1}) og H (m)).

Isaacs & Gaudy (1968) anvendte også genluftningsdata fra naturlige vandløb, givet hos Churchill et al. (1962), og konstanten c' i ligning (3.69) bestemtes på grundlag af dette datamateriale til 3.739, og den resulterende model har i MKS-systemet udseendet:

$$K_2(20) = 4.75\ V\ H^{-1.5} \qquad (3.72)$$

hvor ($K_2(20)$ (døgn^{-1}), V (m s^{-1}) og H (m)).

Forskellen mellem de to modelkonstanter tilskrev forfatterne forskelle i kanalgeometrien. Laboratorieeksperimenterne gennemførtes under ensartede strøm- og dybdeforhold, medens Churchills data var indsamlet i irregulære kanaler.

I et senere studium introducerede Isaacs & Maag (1969), til forklaring af den observerede forskel mellem laboratoriedata og feltdata, en dimensionsløs overfladehastighedsfaktor ϕ_s, som på basis af profilopmålinger, foretaget af Churchill et al. (1962), bestemtes til 1.078.

Som et resultat af disse overvejelser formuleredes modellen:

$$k_2(20) = 2.98\ \phi_s\ \phi_v\ V\ H^{-1.5} \qquad (3.73)$$

som antoges at kunne beskrive genluftningsprocesserne i naturlige vandløb.

I ovenstående ligning er ($k_2(20)$ (døgn^{-1}), V (ft s^{-1}) og H (ft)).

I MKS-systemet fås:

$$K_2(20) = 3.79\ \phi_s\ \phi_v\ V\ H^{-1.5} \qquad (3.74)$$

hvor ($K_2(20)$ (døgn^{-1}), V (m s^{-1}) og H (m)).

Effekten af bundens ruhed på vandløbets genluftningsegenskaber var, af Churchill et al. (1962), forsøgt inkluderet i deres k_2-model i form af den dimensionsløse Darcy-Weisbach friktionskoefficient f, hvor f er defineret ved:

$$f = 8\ \frac{g\ H\ S}{V^2} \qquad (3.75)$$

Darcy-Weisbach friktionskoefficienten var oprindelig tænkt som et mål for modstanden mod strømning i rør, men kan, ifølge Albertson et al. (1960), analogt med Mannings ruhedskoefficient n, hvor

$$n = V^{-1}\ R^{0.66}\ S^{0.5} \qquad (3.76)$$

og R er den hydrauliske radius ($\sim$H), også fungere som et mål for bundruheden i naturlige kanaler. Imidlertid kunne Churchill et al. (1962) ikke påvise nogen nævneværdig forbedring af modelprognosen hvis f inkluderedes, selvom bundruheden må antages at have stor betydning som turbulensskaber.

I en eksperimentel undersøgelse af 3 forskellige bundruheders effekt på størrelsen af k_2, i den ovenfor omtalte strømrende, kunne Isaacs et al. (1969) beskrive genluftningskonstanten ved samtlige 48 individuelle eksperimenter - 16 ved hver ruhed - ved formlen:

$$k_2(20) = 2.833\ V\ H^{-1.5} \qquad (3.77)$$

med enhederne ($k_2(20)$(døgn^{-1}), V (ft s^{-1}) og H (ft)).

Omskrevet til MKS-systemet har vi:

$$K_2(20) = 3.60\ V\ H^{-1.5} \qquad (3.78)$$

hvor ($K_2(20)$ (døgn^{-1}), V (m s^{-1}) og H (m)).

Denne undersøgelses konklusion er derfor, hvis den sammenholdes med resultaterne opnået af Churchill et al. (1962), at effekten af varierende bundruhed allerede er inkluderet i modellen, hvis vandløbets middelstrømhastighed indgår i modellen.

3.12.10 Negulescu & Rojanski (1969).

Negulescu & Rojanski (1969) gennemførte 18 eksperimenter i en 20 cm bred strømrende, hvor middelstrømhastigheden varierede mellem 0.20 og 0.58 m s^{-1}, og middeldybden mellem 0.05 og 0.15 m.

På basis af de opnåede resultater fastslog forfatterne, at genluftningskonstanten øgedes når forholdet mellem V og H øgedes, jfr. ligning (3.79),

$$K_2(20) = 10.9\ (V\ H^{-1})^{0.85} \qquad (3.79)$$

hvor ($K_2(20)$ ($døgn^{-1}$), V ($m\ s^{-1}$) og H (m)).

3.12.11 Cadwallader & McDonnell (1969).

Efter at have analyseret datasættene, givet hos Churchill et al. (1962) og Owens et al. (1964), samt strømrendedata fra Water Pollution Research laboratory, Stevenage, England, konkluderede Cadwallader & McDonnell (1969) at de vigtigste styrende hydrauliske variabler for genluftningsprocessen, blandt følgende: H, W, R, S, f, T, E, V og N_F, kunne henføres til enten skalafaktorer for turbulensen (H eller R) eller til turbulensintensitetsindikatorer (E eller S).

Da variablerne fra de to grupper viste sig at være stærkt indbyrdes korrelerede, valgtes E og H som de mest betydende hydrauliske egenskaber.

Anvendelse af multipel regression på det ovenfor omtalte datasæt resulterede herefter i følgende model:

$$k_2(20) = 25.7\ E^{0.5}\ H^{-1} \qquad (3.80)$$

hvor ($k_2(20)$ ($døgn^{-1}$), E ($ft^2\ s^{-3}$), og H (ft)).

Eller i MKS-systemet:

$$K_2(20) = 59.19\ E^{0.5}\ H^{-1} \qquad (3.81)$$

hvor ($K_2(20)$($døgn^{-1}$), E ($m^2\ s^{-3}$) og H (m)).

De uafhængige variabler varierede i denne undersøgelse som følger:

$0.03 \leq V \leq 1.52$ m s^{-1}

$1.4\ 10^{-5} \leq S \leq 1.06\ 10^{-2}$ m m^{-1}

$0.06 \leq H \leq 3.47$

hvilket giver ligning (3.81) større praktisk anvendelighed end andre hidtil omtalte hydrauliske genluftningsmodeller.

3.12.12 Padden & Gloyna (1971).

I forbindelse med et omfattende projekt, hvor forskellige fysiske og biologiske vandløbsprocesser, i en 60 m lang strømrende, undersøgtes separat for siden at blive kombineret til en totalmodel for systemet, udviklede Padden & Gloyna (1971) en empirisk K_2-model på basis af strømhastighed og dybde. Strømhastigheden varierede mellem $0.02 \leq V \leq 0.14$ m s^{-1}, dybdevariationen var $0.03 \leq H \leq 0.19$ m, og den fundne K_2-variation var $1.66 \leq K_2 \leq 23.38$ døgn^{-1}.

Efter anvendelse af multipel regression kunne følgende model opstilles:

$$k_2 = 2.98 \left(\frac{V}{H^{1.5}}\right)^{0.703} \qquad (3.82)$$

hvor (k_2(døgn^{-1}), V (ft s^{-1}) og H (ft)).

Ligning (3.82) har i MKS-systemet udseendet:

$$K_2 = 4.52 \left(\frac{V}{H^{1.5}}\right)^{0.703} \qquad (3.83)$$

hvor (K_2 (døgn^{-1}), V (m s^{-1}) og H (m)).

3.12.13 Holtje (1971).

Som det fremgår af det foregående, er den hyppigst anvendte fremgangsmåde ved formulering af empiriske genluftningsmodeller enten, at der gennemføres en serie strømrendeeksperimenter hvorfra resul-

taterne, sammen med tidligere publicerede strømrende/feltdata, underkastes multipel regressionsanalyse, eller der udføres ingen eksperimenter overhovedet, og modellen opstilles udelukkende på grundlag af tidligere publiseret materiale. Undtagelserne fra disse regler omfatter, foruden de undersøgelser som blev gennemført af Churchill et al. (1962) og Owens et al.(1964), en undersøgelse af genluftningsforholdene i skovbække i Oregon, USA (Holtje 1971). Her er foretaget 97 enkeltmålinger af K_2 med sammenhørende værdier af hydrauliske variabler V, H og S.

For denne specielle vandløbstype opstiller Holtje (1971) 12 forskellige hydrauliske genluftningsmodeller, hvoraf de 7 tilhører den additive modeltype, hvorved forstås, at modellens uafhængige variabler optræder i kombinationer af addition og subtraktion, i modsætning til den hidtil omtalte type - den multiplikative model - hvor genluftningskonstanten kun udtrykkes som produkter af de uafhængige variabler, forsynet med forskellig vægt. Som den bedste additive model (r^2 = 0.9843) anfører Holtje (1971):

$$k_2(20) = 181.6\ E - 1657\ S + 20.87 \qquad (3.84)$$

hvor ($k_2(20)$ (døgn^{-1}), E (ft^2 s^{-3}) og S (ft ft^{-1})).

Ligning (3.84) er identisk med:

$$K_2(20) = 2.30\ (1955.2\ E - 1657\ S + 20.87) \qquad (3.85)$$

hvor ($K_2(20)$ (døgn^{-1}), E (m^2 s^{-3}) og S (m m^{-1})).

Af de 5 omtalte multiplikative modeller angives:

$$k_2(20) = 56.84\ E^{1.483} \qquad (3.86)$$

hvor ($k_2(20)$ (døgn^{-1}) og E (ft^2 s^{-3})), at være den bedste

($r^2 = 0.9685$).

Omregnet til MKS-systemet kan ligning (3.86) formuleres

$$K_2(20) = 4440\ E^{1.483} \qquad (3.87)$$

hvor ($K_2(20)$ (døgn^{-1}) og E (m^2 s^{-3}))

Anvendelse af de to sidstnævnte modeller på andre systemer end de små skovbække må, til trods for korrelationskoefficienternes høje værdier, frarådes, fordi variationen ved lave K_2-værdier er meget stor.

3.12.14 Parkhurst & Pomeroy (1972).

Med særligt henblik på opstillingen af en genluftningsmodel, til anvendelse til forudsigelse af nedbrydningen af organisk stof i afløbsledninger, fremsatte Parkhurst & Pomeroy (1972) hypotesen, at absorptionskoefficienten K_L kan udtrykkes som følger:

$$K_L = a\ C_f\ C_A\ \alpha\ \beta\ \gamma\ (SV)^m \qquad (3.88)$$

hvor K_L (m time^{-1}), a = 1 når K_L (m time^{-1}) og V (m s^{-1}), C_f = konstant, C_A = overfladeforøgelsesfaktor, jfr. afsnit 3.7, α er en funktion af vandets indhold af de forskellige urenheder, som påvirker forholdene ved interfasen, jfr. afsnit 3.11.2 (α = 1 i rent vand), β er en funktion af kanalmorfologien (β =1 i regulære kanaler), γ temperaturfunktion (γ = 1 ved 20°C), S er energigradi-

enten ($m\ m^{-1}$) og V er middelstrømhastigheden ($m\ s^{-1}$).

På grundlag af 74 sammenhørende målinger af K_2 og hydrauliske variabler, opstilles modellen:

$$K_L = 0.96\ (1 + 0.17\ N_F^2)\ \gamma\ (S\ V)^{0.375} \qquad (3.89)$$

hvor (K_L ($m\ time^{-1}$), N_F er Froude's tal, S ($m\ m^{-1}$) og V ($m\ s^{-1}$)).

Ifølge ligning (3.16) kan Parkhurst-Pomeroy modellen omskrives til:

$$K_2(20) = 23.04\ (1 + 0.17\ N_F^2)\ (S\ V)^{0.375}\ H^{-1} \qquad (3.90)$$

hvor ($K_2(20)$ ($døgn^{-1}$) og H (m)).

Foruden at give god overensstemmelse mellem forudsigelse og observation, på afløbsledningsmaterialet, testede Parkhurst & Pomeroy (1972) også modellens prognoser på data fra naturlige vandløb og fandt også her overbevisende overensstemmelse. En bekræftelse af denne models fortrin er givet af Wilson & Macleod (1974), som, i deres kritiske gennemgang af status på området, fremhæver Parkhurst -Pomeroy modellen som den mest pålidelige, idet standardfejlen (S E), defineret som

$$SE = \sqrt{\frac{\left(\sum_1^N (\text{modelprognose} - \text{observation})^2\right)}{N}} \qquad (3.91)$$

for denne model, var mindre end for 16 andre modellers vedkommende.

3.12.15 Benneth & Rathbun (1972).

I en samlet analyse af de genluftningsdata og -modeller, der var

publiceret inden 1972, konkluderede Benneth & Rathbun (1972), at Krenkel-Orlob modellen, ligning (3.52), gav den bedste prognose. Bedømmelseskriteriet var, også i denne undersøgelse, standardfejlen, se ligning (3.91). Foruden at vurdere hidtil publicerede modeller opstillede Benneth & Rathbun (1972) v.h.a. multipel regression, på samtlige tilgængelige data, modellen:

$$k_2 = 46.05 \frac{V^{0.413} S^{0.273}}{H^{1.408}} \qquad (3.92)$$

hvor k_2 (døgn^{-1}), V (ft s^{-1}), S (ft ft^{-1}) og H (ft)).

$$K_2(2o) = 32.52\ V^{0.413}\ S^{0.273}\ H^{-1.408} \qquad (3.93)$$

hvor ($K_2(2o)$ (døgn^{-1}), V (m s^{-1}), S (m m^{-1}) og H (m)).

Benneth & Rathbun (1972) konkluderede endvidere, ud fra samme analyse, at modellen

$$k_2 = 9.59\ V^{0.674}\ H^{-1.865} \qquad (3.94)$$

hvor (k_2 (døgn^{-1}), V (ft s^{-1}) og H (ft)), havde en standardfejl, som kun var o.oo72 døgn^{-1} større end standardfejlen for ligning (3.93)'s vedkommende. Da sidstnævnte model er nemmere at anvende; den indeholder kun variablerne V og H, blev den anbefalet af forfatterne, fremfor ligning (3.93). Omskrevet i MKS-systemet får ligning (3.94) udseendet:

$$K_2(2o) = 5.37\ V^{0.674}\ H^{-1.865} \qquad (3.95)$$

hvor ($K_2(2o)$ (døgn^{-1}), V (m s^{-1}) og H (m)).

Både ligning (3.93) og (3.95) er baseret på datasæt, hvor der er givet sammenhørende værdier af V, H og S. I litteraturen er yderligere beskrevet en række undersøgelser, hvor genluftningskonstanten kun er relateret til middelstrømhastigheden og middeldybden i såvel vandløb som strømrende. Ved at inkludere dette materiale i analysen opstillede Benneth & Rathbun (1972) modellen

$$k_2 = 8.76\ V^{0.607}\ H^{-1.689} \qquad (3.96)$$

hvor (k_2 (døgn^{-1}), V (ft s^{-1}) og H (ft)), eller i MKS-systemet

$$K_2(2o) = 5.58\ V^{0.607}\ H^{-1.689} \qquad (3.97)$$

hvor ($K_2(2o)$ (døgn^{-1}), V (m s^{-1}) og H (m)).

Denne model hævdedes af forfatterne at være "the best available for prediction og reaeration coefficients for natural streams", en påstand som, af Wilson & McLeod (1974), blev tilbagevist, idet Benneth & Rathbun modellen, ligning (3.97) kun viste sig at være overgået m.h.t. fejlslagne prognoser, af en anden af Benneth & Rathbun's modeller, Ligning (3.95).

3.12.16 Lau (1972).

Lau (1972) anvendte dimensionsanalyse og opstillede følgende funktionelle sammenhæng mellem 5 dimensionsløse grupper:

$$\frac{k_2 R}{V} = \phi\left(\frac{VR}{\mu}, \frac{V_*}{V}, \frac{D\rho}{\mu}, \frac{W}{R}\right) \qquad (3.98)$$

hvor R er den hydrauliske radius, ρ er massefylden, μ er den ab-

solutte viskositet og W er vandløbets bredde, mens de øvrige variabler er defineret tidligere. Han undersøgte dernæst data fra Churchill et al. (1962), Krenkel & Orlob (1962) og Thackston & Krenkel (1969) for at fastslå den relative betydning af hver af de dimensionsløse størrelser på højre side af lighedstegnet i ligning (3.98). Konklusionen var, at ligning (3.98) kunne bringes til at respræsentere data, hvis den reduceredes til:

$$\frac{k_2 H}{V} = 1089.0 \left(\frac{V_*}{V}\right)^3 \qquad (3.99)$$

eller

$$k_2 = 1089.0 \left(\frac{V_*}{V}\right)^3 \frac{V}{H}, \qquad (3.100)$$

hvor (k_2 (døgn^{-1}), V_* og V (ft s^{-1}) og H (ft)).

I MKS-systemet fås:

$$K_2(20) = 2508 \left(\frac{V_*}{V}\right)^3 \frac{V}{H}, \qquad (3.101)$$

hvor ($K_2(20)$ (døgn^{-1}), V_* og V (m s^{-1}) og H (m)).

3.12.17 Tsivouglou & Neal (1976).

Den mest omfattende gennemgang, af såvel teorien bag genluftningen som af eksisterende metoder, blev foretaget af en amerikansk forskergruppe, under ledelse af E.C. Tsivouglou. Hos Tsivouglou & Wallace (1972) gennemgås teorien, hvori det vises, at energidissipationen (energitabet under vandets strømning) mellem to stationer approksimativt kan udtrykkes ved højdeforskellen mellem dem, jfr. ligning (3.102)

$$E_1 - E_2 \simeq \Delta h \qquad (3.1o2)$$

Da Δh således repræsenterer det totale energitab på den betragtede strækning er energitabet pr. tidsenhed

$$\frac{E_1 - E_2}{\delta} = \frac{\Delta h}{\delta} \qquad (3.1o3)$$

hvor δ angiver vandets opholdstid på strækningen.
Tsivouglou (1962) udvikler, på grundlag af gaskinetiske og turbulensteoretiske overvejelser kombineret med grænselagsteori, en genluftningsmodel

$$K_2 = a\ r \qquad (3.1o4)$$

hvor r angiver overfladefornyelsen i cm^2 pr. sekund pr. cm^3 vand og a er en proportionalitetskonstant. Ligning (3.1o4) indeholder imidlertid en vanskeligt målbar parameter, r, og har derfor ingen betydning i praksis. Tsivouglou & Wallace (1972) anser det dog for muligt at relatere overfladefornyelsen til målbare parametre og postulerer:
"The rate of water surface replacement is proportional to the rate of energy dissipation in open channel flow", hvorefter r kan udtrykkes

$$r = b\ \frac{\Delta h}{\delta} \qquad (3.1o5)$$

hvor b er proportionalitetskonstanten.

Kombineres ligningerne (3.1o4) og (3.1o5) fås:

$$K_2 = a\ b\ \frac{\Delta h}{\delta} = c\ \frac{\Delta h}{\delta} \qquad (3.1o6)$$

hvor (K_2 (time^{-1}), Δh (m) og δ (time)), eller

$$K_2 = c\ \frac{\Delta h}{L}\ \frac{L}{\delta} = c\ S\ V \qquad (3.1o7)$$

hvor L er den betragtede strækningslængde.

I et forsøg på at bestemme konstanten c, i energitabsmodellen (3.1o6), udførte Tsivouglou-gruppen en omfattende serie målinger (6o5 enkeltmålinger), hvor K_2 bestemtes direkte ved hjælp af en nyudviklet tracerteknik (se senere) i 24 forskellige vandløb i det østlige USA. Selv med dette store datamateriale lykkedes det ikke Tsivouglou & Neal (1976) entydigt at bestemme konstanten c, idet de opnåede værdier varierede mellem o.o36 og o.387 i vandløb, hvor vandføringen var større end o.7 m^3 s^{-1}. 8o procent af observationerne lå imidlertid i intervallet fra o.1o til o.26, med en middelværdi på o.177, og Tsivouglou-Neal modellen for større vandløb bliver derfor:

$$K_2(2o) = o.177\ \frac{\Delta h}{\delta} \qquad (3.1o8)$$

med enheder som ligning (3.1o6). Ligning (3.1o8) er ækvivalent med

$$K_2(2o) = 15293\ S\ V \qquad (3.1o9)$$

hvor ($K_2(2o)$ (døgn^{-1}), S (m m^{-1}) og V (m s^{-1})).

På grundlag af 28 målinger udført i mindre vandløb (Q <o.28 m^3 s^{-1}) opstilledes modellen:

$$K_2(2o) = 3119o\ S\ V \qquad (3.11o)$$

med samme enheder som (3.1o9)

Da de i nærværende undersøgelse undersøgte vandløb fortrinsvis tilhører sidstnævnte gruppe er kun ligning (3.11o)'s prognostiske værdi afprøvet.

I de tilfælde hvor der kun eksisterer oplysninger om vandløbets faldforhold, som f.eks. kan indhentes fra rimeligt detaljerede topografiske kort, kan genluftningskonstantens størrelse forudsiges ved hjælp af energigradientmodellen (Tsivouglou & Neal 1976):

$$K_2(2o) = o.132\ \frac{\Delta h}{L} \qquad (3.111)$$

hvor ($K_2(2o)$ ($time^{-1}$), Δh (m) og L (km)), eller

$$K_2(2o) = 3168\ S \qquad (3.112)$$

hvor ($K_2(2o)$ ($døgn^{-1}$) og S ($m\ m^{-1}$)).

3.12.18 Foree (1976).

Foree (1976) anvender ligeledes en tracerteknik til måling af K_2, på 13 forskellige vandløbsstrækninger i Kentucky i USA, og opstiller på grundlag heraf følgende model:

$$K_2(25) = o.3o + o.19\ S^{1.2} \qquad (3.113)$$

hvor ($K_2(25)$ ($døgn^{-1}$) og S ($ft\ mile^{-1}$)).

Energigradient-modellen (3.113) kan, med den her anvendte enhed

for S ($m\ m^{-1}$) og ved 2o ^{o}C, omformes til

$$K_2(2o) = (o.3o + 557o.8\ S^{1.2})\ o.888 \qquad (3.114)$$

3.12.19 Bansal (1973).

Gennem en analyse af genluftningsdata, givet hos Churchill et al. (1962), O'Connor & Dobbins (1956) og Langbein & Durum (1967), fandt Bansal (1973), at sammenhængen, mellem em dimensionsløs genluftningsparameter ($K_2\ H^2 \upsilon^{-1}$) og Reynolds tal ($\rho\ V\ H\ \mu^{-1}$), kunne beskrives ved:

$$\log(K_2\ H^2\ \upsilon^{-1}) = -\ 2.27 + o.6\ \log\ (\rho V\ H\ \mu^{-1}) \qquad (3.115)$$

hvor (υ, ρ og μ er henholdsvis vands kinematiske viskositet, dets massefylde og dets dynamiske viskositet) og hvor $\upsilon = \mu\ \rho^{-1}$ (Engelund & Pedersen 1974).

Af ligning (3.115) fås, da υ, ρ og μ er tilnærmelsesvis konstante indenfor det betragtede temperaturinterval, at

$$K_2 = c\ V^a\ H^{-b}$$

med værdierne ($c = o.oo54\ \upsilon^{o.4}$, $a = o.6$ og $b = 1.4$ når (K_2 (s^{-1}), V ($ft\ s^{-1}$) H (ft) og $\upsilon = 1o.9\ 1o^{-6}\ ft^2\ s^{-1}$).

I MKS-systemet fås derfor:

$$K_2(2o) = 4.3o\ V^{o.6}\ H^{-1.4} \qquad (3.116)$$

hvor ($K_2(2o)$ ($døgn^{-1}$), V ($m\ s^{-1}$) og H(m)).

3.12.2o Thyssen & Jeppesen (198o).

I forbindelse med undersøgelser af omsætningen af organisk stof i et dambrugsbelastet vandløb (Jeppesen 1978), ved en præliminær undersøgelse af effekten af forøget vandindvinding på de biologiske vandløbsprocesser (Jeppesen & Iversen 1979) og endelig ved vurderinger af vegetationsfjernelsens betydning for oxygenforholdene i vandløb (Thyssen 198o), er der foretaget 29 K_2-bestemmelser, på 7 forskellige strækninger, i 4 danske vandløb. Den fundne variation, i de hydrauliske variabler, fremgår af tabel 3.3.

Lokalitet	Vandføring $m^3 s^{-1}$	Strømhast. $m s^{-1}$	Dybde m	Energigr. $m km^{-1}$	Grødedækning %
Suså					
Ved Gisselfeld	0.05 - 0.14	0.06 - 0.12	0.23	0.39	0
Pindso øvre	0.04 - 0.12	0.11 - 0.16	0.13 - 0.16	1.3	< 50
Pindso nedre	0.04 - 0.09	0.14 - 0.17	0.13 - 0.16	0.69	0
Sneslev å					
Sneslev øvre	0.02 - 0.11	0.09 - 0.21	0.13 - 0.32	1.2	0
Sneslev nedre	0.03 - 0.11	0.06 - 0.18	0.23 - 0.43	0.60	< 60
Spørring å	0.05 - 0.09	0.09 - 0.16	0.22 - 0.35	2.47	< 50
Gryde å	0.15 - 0.35	0.15 - 0.19	0.40 - 0.46	1.7 - 2.0	< 75[a]
Holme å	0.20 - 0.30	0.13 - 0.32	0.2 - 0.5	0.7 - 1.25	< 90
Fjederholt å	0.25 - 0.30	0.10	0.83	0.65	< 80

[a] Grødedækningen mindskedes successivt gennem forsøgsperioden fra 75% til 0%

Tabel 3.3. Hydrauliske og biotiske faktorers variation på forsøgsstrækningerne i danske vandløb.

Multipel regressionsanalyse af de opnåede resultater gav anledning til opstilling af en række K_2-modeller, jfr. tabel 3.4. hvoraf

$$K_2(2o) = 23o25\ S^{1.13}\ V^{o.76}\ H^{-o.6o}\ (1 + N_F)^{2.66} \quad (3.117)$$

hvor ($K_2(2o)$ ($døgn^{-1}$), S ($m\ m^{-1}$), V($m\ s^{-1}$) og H (m)), redegjorde

Modeltype:	a	b	c	d	e	r^2	CV
a H^{-b}	3.23	0.38 ± 0.29				0.06	42.0
a V^b	52.1	1.19 ± 0.35				0.29	36.5
a S^b	5.95	1.31 ± 0.18				0.66	25.4
a NF^b	214.6	0.76 ± 0.15				0.49	30.8
a REY^b	1.69	0.11 ± 0.21				0.01	43.1
a V^b H^{-c}	40.0	1.53 ± 0.32	0.74 ± 0.23			0.49	31.4
a S V	50.4					0.64	43.6
a S V H^{-1}	10.0					0.73	21.0
a S^b V^c	19.0	1.14 ± 0.18	0.61 ± 0.25			0.72	23.3
a S^b V^c H^{-d}	15.0	1.12 ± 0.11	0.95 ± 0.15	0.71 ± 0.10		0.90	13.6
a S^b V^c H^{-d} $(1 + NF)^e$	9.38	1.13 ± 0.11	0.76 ± 0.85	0.60 ± 0.48	2.66 ± 11.5	0.91	13.9

Tabel 3.4. Multipel lineær regression af hydrauliske parametre mod 29 målte K_2-værdier fra 7 forskellige vandløbsstrækninger i Danmark. CV er variationskoefficienten, og SE er standardfejlen på parameterstimaterne.

for 91% af K_2-variationen. De beregnede K_2-værdier, efter (3.117), er i fig. 3.2 sammenholdt med de observerede værdier, og det ses, at der eksisterer en tydelig lineær sammenhæng.

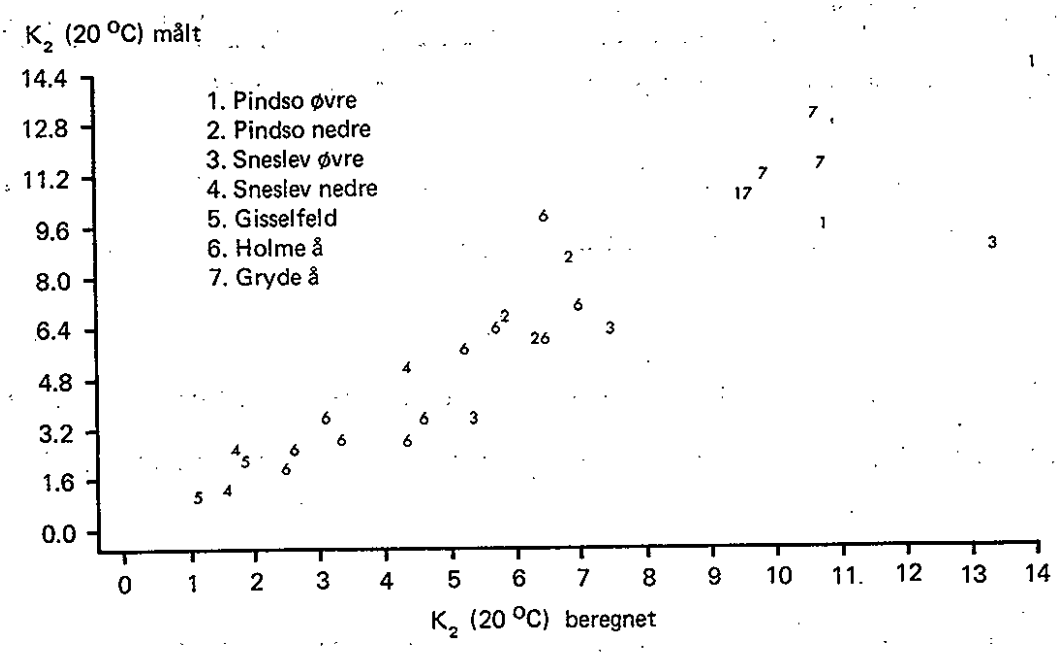

Fig. 3.2 Relationen mellem Thyssen & Jeppesen (1980) modellens prognoser og de målte K_2-værdier. K_2 er angivet i reciprokke døgn.

Kun en enkelt måling falder udenfor regressionslinjen, hvilket antages at skyldes de små forskelle i oxygenkoncentration over døgnet på måletidspunktet, og dermed usikker K_2-bestemmelse.

3.13 Resumé af gennemgangen af hydrauliske K_2-modeller.

I det foregående er omtalt 28 genluftningsmodeller, som i tabel 3.5 er grupperet efter deres oprindelse. 9 modeller er opstillet alene på basis af feltmålinger, 1o kombinerer observationer fra naturen og laboratoriet, mens de resterende 9 udelukkende er formuleret på grundlag af strømrendeeksperimenter.

Fælles for dem alle er, at de baserer deres K_2-prognoser på kendskabet til maksimalt 3 primære hydrauliske variabler, middelstrømhastighed, middeldybde og middelenergigradient (vandspejlsfald).

To af modellerne (se (3.112) og (3.114)) relaterer K_2 til kun én primær hydraulisk variabel, energigradienten. Af de resterende 26 genluftningsmodeller fremsættes K_2-prognosen af de 18 på basis af to primære variabler. 13 modeller ((3.48), (3.63), (3.65), (3.67), (3.71), (3.72), (3.74), (3.78), (3.79), (3.83), (3.95), (3.97) og (3.116)) kombinerer middelstrømhastighed og -dybde, 3 ((3.85), (3.87) og (3.11o)) kombinerer middelstrømhastighed og -energigradient, mens de sidste 2, de såkaldte friktionshastighedsmodeller ((3.56) og (3.57)), anvender kombinationer af middeldybde og -energigradient.

8 modeller kombinerer alle 3 primære hydrauliske variabler, enten direkte (3.93) eller i form af produkter af skalafaktoren H og turbulensindikatorer som E ((3.52) og (3.81)) eller V_* og N_F ((3.59, (3.61), (3.9o), (3.1o1) og (3.117).

For en diskussion af de respektive modellers prognoseværdi, henvises til kapitel 5.

A. Modeller, der er opstillet på grundlag af K_2-målinger foretaget i vandløb.

3.48	14	$K_2(20) = 5.02\ V^{0.969}\ H^{-1.673}$
3.63	15	$= 6.92\ V^{0.73}\ H^{-1.75}$
3.65	16	$= 5.33\ V^{0.67}\ H^{-1.85}$
3.85	20	$= 2.30\ (1955.2\ E - 1657\ S + 20.87)$
3.87	21	$= 4440\ E^{1.483}$
3.110	5	$= 31200\ S\ V$
3.112	6	$= 3168\ S$
3.114	22	$= 0.888\ (0.30 + 5570.8\ S^{1.12})$
3.117	23	$= 23025\ S^{1.13}\ V^{0.76}\ H^{-0.60}(1+N_F)^{2.66}$

B. Modeller baseret på både vandløbs- og strømrende målinger af K_2.

3.59	24	$= 24.87\ (1+N_F{}^{0.5})\ V_{\ast}\ H^{-1}$
3.61	19	$= 18.49\ N_F{}^{0.108}\ (V_{\ast}\ H^{-1})^{1.007}$
3.67	17	$= 5.13\ V\ H^{-1.33}$
3.72	8	$= 4.75\ V\ H^{-1.5}$
3.81	1	$= 59.19\ E^{0.5}\ H^{-1}$
3.93	2	$= 32{,}52\ V^{0.413}\ S^{0.273}\ H^{-1.408}$
3.95	3	$= 5.37\ V^{0.674}\ H^{-1.865}$
3.97	4	$= 5.58\ V^{0.607}\ H^{-1.689}$
3.101	27	$= 2508\ (V_{\ast}\ V^{-1})^3\ V\ H^{-1}$
3.116	13	$= 4.30\ V^{0.6}\ H^{-1.4}$

C. Modeller baseret på strømrendemålinger af K_2.

3.52	28	$= 68.37\ E^{0.408}\ H^{-0.66}$
3.56	11	$= 42.78\ V_{\ast}\ H^{-1}$
3.57	25	$= 93.32\ V_{\ast}\ H^{-1}$
3.71	7	$= 3.88\ V\ H^{-1.5}$
3.74	9	$= 3.79\ \phi_S\ \phi_V\ V\ H^{-1.5}$
3.78	10	$= 3.60\ V\ H^{-1.5}$
3.79	18	$= 10.9\ (V\ H^{-1})^{0.85}$
3.83	12	$= 4.52\ (V\ H^{-1.5})^{0.703}$
3.90	26	$= 23.04\ (1+0.17\ N_F{}^2)\ (S\ V)^{0.375}\ H^{-1}$

Tabel 3.5. Oversigt over de behandlede hydrauliske genluftningsmodeller. Enhederne er angivet i tabel 3.1. Modelnummeret refererer til tabellerne 5.2 - 5.6

4. Måling af genluftningskonstanten.

4.1 Beskrivelse af forsøgsvandløb.

Samtlige eksperimenter er udført i Gryde å, som er et tilløb til Storåen, sydvest for Holstebro (se fig. 4.1). I sit øvre løb afvander Gryde å Riss-morænen, Skovbjerg Bakkeø, som, i åens opland, består af sandaflejringer. Oven på ådalens sandaflejringer er der, siden Riss-glaciationens afslutning, aflejret et, op til flere meter tykt, tørvelag, som åen skærer sig igennem.

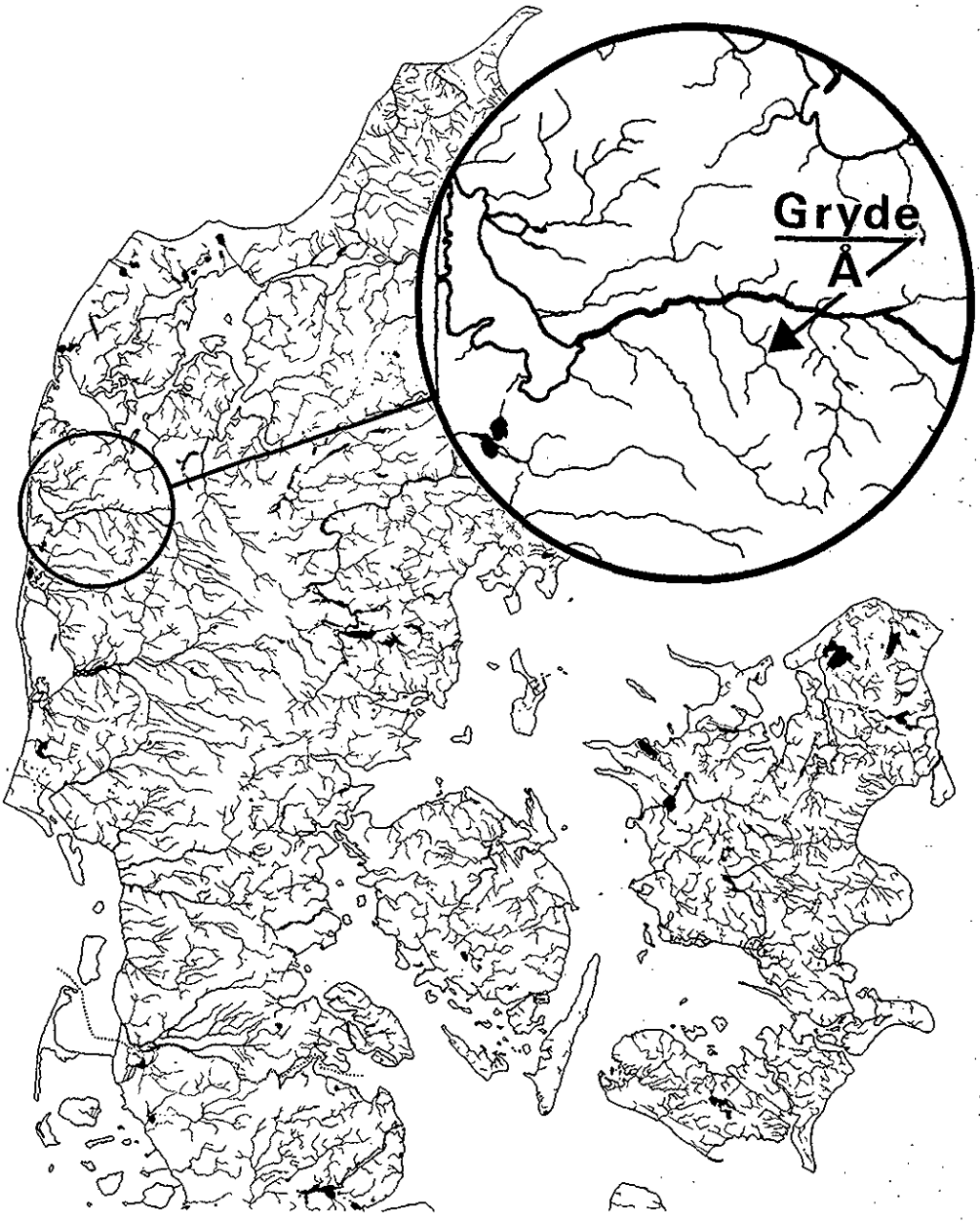

Fig. 4.1. Forsøgsvandløbets geografiske beliggenhed.

Forsøgsstrækningerne er valgt således, at der opstrøms for målestationerne ikke tilføres organisk spildevand af betydning, hvilket delvis skyldes forsøgsstrækningernes beliggenhed, på et militært øvelsesområde, og dels, at der i Gryde å's opland ikke findes bysamfund, men kun spredt beliggende landbrugsejendomme.

Vandløbet kan således, i sammenligning med andre danske vandløb af samme dimension, karakteriseres som henliggende i noget nær naturtilstanden, hvilket forsyner os med en sjælden mulighed for at studere vandløbsprocesserne, som de må formodes at have forløbet tidligere, i et langt bredere udsnit af vest-danske vandløb.

Foruden at være næsten uforurenet, opfyldte Gryde å et andet af de stillede krav, ved at have en relativ stor biomasse af akvatiske makrofyter.

Hydraulisk set er vandløbet karakteriseret ved at være stærkt mæandrerende, samt ved at stryg og høller veksler i et uregelmæssigt mønster. På den samlede forsøgsstrækning, som er 32oo m lang, 2.9 m bred (fremkommet som en middelværdi af målinger, foretaget for hver tiende meter), fra o.4 m dyb i den øvre ende til o.8 i den nedre, er middelstrømhastigheden, målt efter dosering af radioaktiv tracer, ^{82}Br, eller flourescerende farvestof, rhodamin, alt efter årstiden, af størrelsesordenen o.1 - o.2 m s^{-1}. Vandføringen, som er bestemt v.h.a. vingemåler (Holm 198o), varierer, ved lav vandføring, normalt fra ca. o.15 m^3 s^{-1} i opstrøms ende til ca. o.28 m^3 s^{-1} på nedstrøms station.

Vandspejlsfaldet er stærkt varierende over strækningen med et middelfald (bestemt ved nivellement) over den samlede strækning på o.oo179 m m^{-1}.

4.2 Eksperimenternes gennemførelse.

Genluftningseksperimenterne blev gennemført over en treårig periode i Gryde å. Efter at målemetoderne var udviklet, i foråret 1977, gennemførtes de første 4 K_2-målinger, i juli-august, v.h.a. sulfitmetoden, i tilknytning til den delundersøgelse, af makrofyternes rolle i vandløbets oxygenomsætning, som er afrapporteret i Miljøprojekter 3o, 198o.

I 1977 gennemførtes yderligere 3 eksperimenter og 11 eksperimenter udførtes i 1978-79.

Foruden K_2-bestemmelsen omfattede hvert eksperiment en vandføringsbestemmelse og en opholdstidsbestemmelse. Opholdstiden, δ timer, bestemtes som tidsforskellen mellem en momentant doseret sulfitopløsnings passage af målestationerne, jfr. fig. 4.6. De primære hydrauliske variabler, middelstrømhastighed V, middeldybde H og middelvandspejlsfald S, fås herefter som følger:

$$V = \frac{\text{strækningens længde L (m)}}{\delta \times 3600} \text{ m s}^{-1} \qquad (4.1)$$

$$H = \frac{Q \times \delta \times 3600}{L \times \text{bredden (m)}} \text{m} \qquad (4.2)$$

$$S = \frac{\Delta h}{L} m \ m^{-1} \qquad (4.3)$$

hvor Δh er defineret i kap. 3.12.17.

Oxygenmassebalancemetoderne - flerpunktsmetoden og lys/produktionsmetoden - har været anvendt i to perioder.

Første periode omfattede årene 1976-77, hvor vandløbsvedligeholdelseseksperimenterne blev gennemført. I tilknytning til denne delundersøgelse er der foretaget 176 K_2-bestemmelser v.h.a. flerpunktsmetoden.

I forsøgsperioden, 1979-8o, undersøgtes vandløbsprocessernes årstidsvariation på en enkelt forsøgsstrækning. K_2-bestemmelserne blev i denne forbindelse foretaget både v.h.a. flerpunkts- og lys/produktionsmetoden.

Flerpunktsmetoden har i denne periode, som strakte sig fra maj 1979 til april 198o, været anvendt på 27o natkurver for opløst oxygen, mens lys/produktionsmetoden i samme periode anvendtes på 236 dagkurver.

4 gange i løbet af perioden har sulfitmetoden endvidere været anvendt samtidigt med oxygenmassebalancemetoderne.

4.3 Bestemmelse af genluftningskonstanten.

Til bestemmelse af genluftningskonstanten findes der en række metoder, som kan grupperes i henholdsvis direkte og indirekte metoder.

4.3.1 Direkte metoder.

Direkte måling af forskellige systemers genluftningskonstant er bl.a. muliggjort gennem udvikling af teknikker, der gør brug af radioaktive sporstoffer. Broecker (1965) anvender således, at radium-226 i naturen omdannes til radon-222, som dernæst forsvinder op i atmosfæren. Ved at optegne vertikale profiler af ^{226}Ra og ^{222}Rn, og med viden om forholdet mellem radon molekylets diameter og diameteren af den gasart, man er interesseret i at beskrive udvekslingen af, kan den pågældende gasarts genluftningskonstant beregnes jfr. kap. 3.8. En teknik, som ligeledes er baseret på gaskinetiske betragtninger, men som afviger fra Rn-teknikken ved at indebære injektion af en genluftningstracer, her ^{85}Kr, til vandløbet, er udviklet af Tsivouglou (1967).

De direkte metoder adskiller sig fra de indirekte ved, at der ved anvendelsen af dem ikke skal formuleres hypoteser vedrørende oxygenproducerende/-forbrugende processers hastigheder i det betragtede system. Da dette kendskab oftest er umuligt, eller i bedste fald særdeles vanskeligt at opnå, og da kun i forholdsvis simple (= ubelastede) systemer, vil en afstemning af oxygenmassebalancen, som samtlige af de indirekte metoder omfatter, normalt resultere i relativt usikre K_2-bestemmelser.

Foruden genluftningstraceren injiceres på samme tid to andre tracere til vandløbet. Et flourescerende farvestof (f.eks. Rhodamin) fungerer som transporttidstracer og tritieret vand ^3H_2O som dispersionstracer. Den, i vandet, opløste ^{85}Kr-mængde forsvinder til atmosfæren ved genluftning, og fortyndes på samme måde som det tritierede vand i selve vandløbet ved longitudinal dispersion. Koncentrationerne af opløst ^{85}Kr (C_{Kr}) og ^3H (C_{Tr}) måles dernæst i begge ender af forsøgsstrækningen, og ved hjælp af ligning (4.4) kan genluftningskonstanten beregnes (Tsivouglou 1967).

$$\frac{\frac{(C_{Kr})}{(C_{Tr})}_{op}}{\frac{(C_{Kr})}{(C_{Tr})}_{ned}} = e^{-K_{2(Kr)}t} \qquad (4.4)$$

hvor de to målestationer er betegnet opstrøms (op) og nedstrøms (ned) og t er vandets transporttid over strækningen, kan genluftningskonstanten for krypton beregnes. Værdien kan, jfr. ligning (3.39), omregnes til genluftningskonstanten for f.eks. oxygen, idet forholdet mellem krypton og oxygens genluftningskonstanter eksperimentelt er bestemt til

$$\frac{K_{2(Kr)}}{K_{2(Ox)}} = 0.83 \text{ (Tsivouglou 1967).} \qquad (4.5)$$

Selv om krypton-teknikken med held har været anvendt ved en lang række vandløbsundersøgelser i USA, jfr. kap. 3.12.17, har den ikke opnået vid udbredelse. Årsagen til dette må sikkert søges blandt den række af ulemper, der er knyttet til dens anvendelse. Af disse skal fremhæves de helsefysiske problemer knyttet til krypton-85's udsendelse af såvel β som γ stråling. Endvidere er stoffet relativt kostbart.

I naturlig forlængelse af udviklingen af tracer-metoden er der gjort store anstrengelser for at afhjælpe de ovennævnte problemer. Det har bl.a. resulteret i udviklingen af modificerede metoder, hvor forskellige kulbrinter, som f.eks. ethylen og propan, er anvendt som tracergasser og Rhodamin som dispersionstracer (Rathbun et al. 1975).

Selv om de modificerede tracerteknikker ganske vist afhjælper de nævnte ulemper, så introduceres der en ny og ukendt fejlkilde, nemlig en eventuel bakteriel omsætning af kulbrinterne i vandløbet. Hvis der optræder en sådan, vil de målte genluftningskonstanter blive for store, idet den del af den tilsatte kulbrintemængde, der nedbrydes biologisk, vil blive registreret som forsvundet til atmosfæren.

En metode, som også direkte måler oxygenoptagelsen, er udviklet af Copeland & Duffer (1964). De indesluttede en kendt mængde atmosfærisk luft i en halvkugleformet plastikbeholder, hvis åbning var i kontakt med vandet.

Målinger af volumenændring, gassammensætning, atmosfærisk tryk og kontaktflade og mætningskoncentrationen i vandfasen over en for-

søgsperiode kan anvendes til beregning af den oxygenmængde, som er diffunderet til eller fra boblen. Imidlertid kan der sættes spørgsmålstegn ved denne metodes anvendelighed ved vandløbsundersøgelser, idet de naturlige strøm- og vindforhold forstyrres af boblens sider, som gennemtrænger interfasen.

4.3.2 Indirekte metoder.

I nærværende studium af oxygendynamikken i Gryde å, er anvendt 3 indirekte metoder, baseret på næsten kontinuerlige frivandsmålinger af opløst oxygen, til bestemmelse af genluftningskonstanten.

Ved 2 af de anvendte metoder, flerpunktsmetoden og lys/produktionsmetoden, bestemmes K_2 under systemets normale funktion, mens den tredie, sulfitmetoden, kræver eksperimentelle indgreb i systemet.

Foruden en præsentation af de anvendte metoder, vil yderligere 3 oxygenmassebalancemetoder, topunktsmetoden (Odum-metoden) og den modificerede topunktsmetode samt den såkaldte afdækningsmetode, hvor vandløbets genluftning og fotosyntese forhindres ved anbringelse af sort plastic på vandoverfladen, blive omtalt.

4.3.2.1 Flerpunktsmetoden.

På grundlag af oxygenmassebalanceligningen, som i natperioden reduceres til

$$\frac{dC}{dt} = K_2 (C_s - C) - R, \qquad (4.6)$$

kan K_2 og R beregnes. Ligning (4.6) kan approksimeres med finitdifferensformen (4.7)

$$\frac{\Delta C}{\Delta t} = K_2 (C_s - C) - R \qquad (4.7)$$

hvorefter parametrene K_2 og R kan bestemmes ved lineær regression af $\Delta C/\Delta t$ mod $(C_s - C)$. Metoden benævnes i det følgende flerpunktsmetoden

For regressionsanalyser af denne type kan forventes følgende generelle tendenser.

Under antagelse af konstante K_2- og R-værdier i mørkeperioden vil der ofte etableres en "steady state" oxygenkoncentration C_{ss}, hvor genluftningstilskuddet og respirationsforbruget har samme numeriske værdi. Størrelsen af C_{ss}, og den hastighed hvormed den etableres, vil afhænge af de specifikke forhold i vandløbet. Det indbyrdes størrelsesforhold mellem K_2, R og $(C_s - C)$ ved mørkeperiodens start er af afgørende betydning for sikkerheden på bestemmelsen af K_2. Hvis C er af samme størrelsesorden som C_{ss}, ved mørkeperiodens start, eller hvis genluftningen er stor, set i relation til respirationen, vil C hurtigt konvergere mod C_{ss}. Der bliver følgeligt relativt få punkter at basere regressionsanalysen på, idet en stor del af natværdierne vil være klynget sammen omkring værdien $(C_s - C_{ss})$, se fig. 4.2.

Flerpunktsmetoden forudsætter, at R er konstant i hele natperioden, hvilket kun approksimativt er gældende for vandløb med små variationer i oxygenkoncentrationen og temperaturen (Owens 1965).

I små, langsomt flydende vandløb med stor organisk stofbelastning har Jeppesen og Iversen (1979) eksempelvis konstateret store døgnvariationer i R (maksimum op til 5 gange større end minimum), væsentligst som følge af fluktuationer i oxygenkoncentration og temperatur. K_2 og R kan derfor udbygges med temperaturafhængighed og R desuden med oxygenkoncentrationsafhængighed.

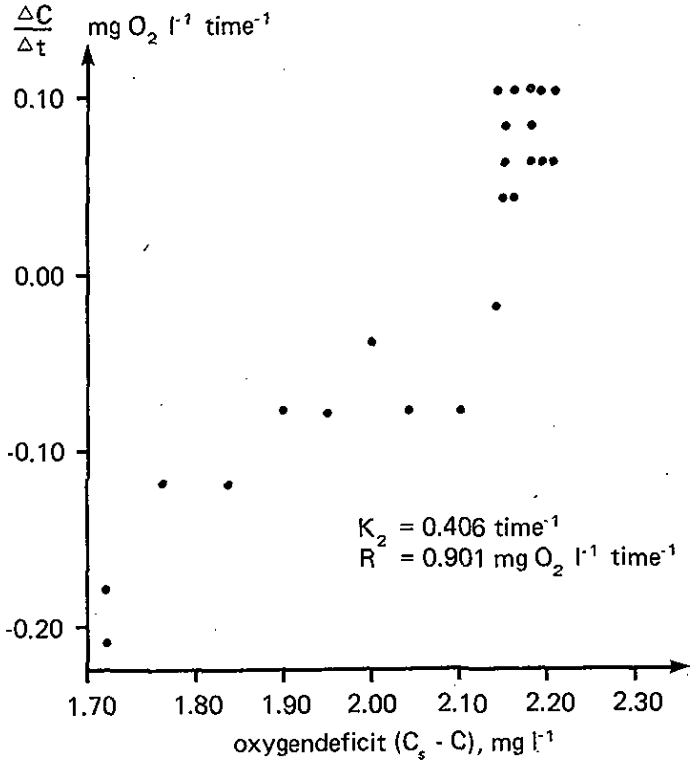

Fig. 4.2. K_2-bestemmelse ved hjælp af flerpunktsmetoden. Bemærk den ringe variation i $\Delta C/\Delta t$-leddet og i oxygendeficitet.

I stedet for at anvende numerisk differentiation, kan ligning (4.6) løses analytisk. Med de samme forudsætninger, som omtalt ovenfor, giver integration af ligning (4.6), over intervallet δ, hvor δ enten betegner transportiden (tostationsnalyse) eller den ækvidistante afstand mellem successive målinger på samme station (enkeltstationsanalyse),

$$C_{j+\delta} - C_j = (C_s - C_j - \frac{R}{K_2}) (1 - e^{-K_2\delta}) \qquad (4.8)$$

hvor C_j er oxygenkoncentrationen til tiden t_j. Hos Hornberger & Kelly (1975) foretages K_2- og R-bestemmelsen ved at eliminere summen af kvadraterne på differencerne mellem de observerede værdier af $(C_{j+\delta} - C_j)_{obs.}$ og de udfra ligning (4.8), forudsagte $(C_{j+\delta} - C_j)_f$ over hele mørkeperioden.

Da numerisk differentiation øger betydningen af tilfældig "støj" på oxygenkoncentrationsmålingerne (Kelly et al. 1974 og Kelly et al. 1978), er det i nærværende arbejde valgt udelukkende at basere flerpunktsmetodens K_2-bestemmelser på den analytiske løsning af massebalanceligningen.

Da den lineære regressionsmetode endvidere i al væsentlighed giver samme resultat som den analytiske løsningsmetode, vil kun resultater opnået ved anvendelse af sidstnævnte blive givet og analyseret.

4.3.2.2 Lys/produktionsmetoden.

Da en af forudsætningerne for flerpunktsmetoden var, at der fandtes en vis variation over mørkeperioden, i både $\frac{\Delta C}{\Delta t}$ og i $(C_s - C)$-leddet (se fig. 4.2), har metoden begrænsede anvendelsesmuligheder. En mere alsidig metode er den såkaldte lys/produktionsmetode (Hornberger & Kelly 1975). Her udnyttes den $(C_s - C)$-variation, som skabes af fotosyntetiske aktive organismer i dagtimerne, samtidig med at der opstilles en hypotese for sammenhængen mellem lysindstrålingen og den fotosyntetiske oxygenproduktion P.

For fytoplankton postuleres typisk en lineær sammenhæng ved lave lysintensiteter og fotosyntesemætning (evt. hæmning) ved høje intensiteter. For bentiske perifytsamfund i vandløb har hverken Pfeifer & McDiffett (1975) eller Hornberger et al. (1976) kunnet påvise mætningsfænomener, og for makrofytsamfund, i søers littoralzone, er fotosyntesemætning heller ikke altid reglen (se f. eks. Sculthorpe 1967).

I nærværende arbejde er det derfor valgt at beskrive sammenhængen ved

$$P = \alpha I \qquad (4.9)$$

hvor I er indstrålingen målt i langley tidsenhed^{-1}, og α er fotosynteseeffektiviteten med enheden g O_2 m^{-3} tidsenhed^{-1}. Indsættes ligning (4.9) i oxygenmassebalanceligningen fås, efter integration, at

$$C_{j+\delta} - C_j = (\bar{C}_s - C_j + \frac{\alpha}{K_2}\bar{I} - \frac{R}{K_2})\,(1 - e^{-K_2\delta}) \qquad (4.10)$$

hvor parametrene α, K og R kan estimeres analogt med K og R i ligning (4.8) ved en mindste kvadraters metode, på basis af ækvidistante målinger af C, C_s og I i døgnets lyse timer.

4.3.2.3 Sulfitmetoden.

I vandløb, hvor variationen i oxygendeficitet i natperioden er lille, er K_2-bestemmelsen, ved anvendelse af oxygenmassebalancemetoderne, normalt temmelig usikker. En kunstig forøgelse af deficitet kan her opnås ved tilsætning af natriumsulfit. Doseringen (15% opløsning) foretages kontinuerligt i ca. 2 timer, for at skabe stabile oxygenplateauer og for at eliminere effekten af longitudinal dispersion i vandløbet (Gameson et al. 1955), v.h.a. et specielt konstrueret doseringsapparat, se fig. 4.3.

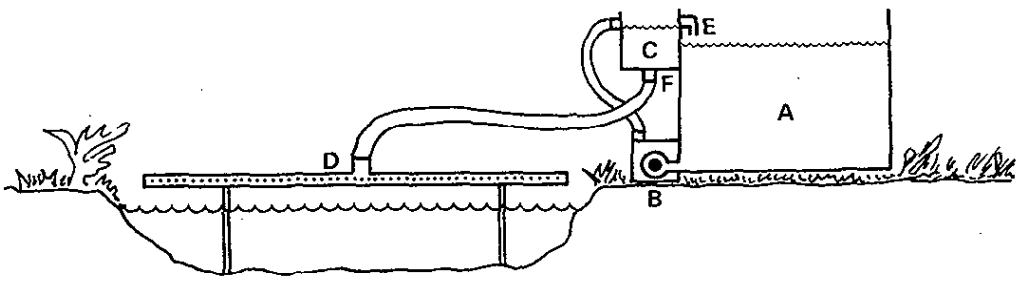

Fig. 4.3. Apparat til kontrolleret dosering af natriumsulfitopløsning. A: 3oo l reservoir, B: centrifugalpumpe (22o V AC), C: udløbskar med konstant væskesøjle, D: spreder, E: overløbsstuds og F: udskiftelig dyse.

Ved anvendelse af dette apparat kan der frembringes de ønskede kunstige oxygenplateauer i vandløbet, ved at skifte til en udløbsdyse med en anden diameter.

I vandig opløsning vil sulfitionen reagere med oxygenmolekylet efter følgende reaktionsskema:

$$SO_3^{2-} + 1/2\ O_2 \rightarrow SO_4^{2-}.$$

Under naturlige forhold er oxidationen af sulfitionen en langsom proces. Reaktionen katalyseres derfor ved en passende tilsætning af koboltklorid, som sikrer, at reaktionen forløber til ende, inden det deoxygerende vandvolumen passerer øverste målestation.

Med kendskab til vandløbets vandføring, oxygenkoncentration og en forud fastlagt oxygenminimumskoncentration (4 mg l^{-1}), kan doseringshastigheden for såvel sulfit- som koboltkloridopløsning beregnes.

Doseringshastigheden for sulfitopløsningen (15%) kan beregnes af følgende formel, hvor Q er vandføringen (l s^{-1}), og C_v og C_{vp} er henholdsvis vandløbets oxygenkoncentration før dosering og den ønskede plateaukoncentration.

$$V_{Na_2SO_3}\ (ml\ s^{-1}) = 0.053\ Q\ (C_v - C_{vp}) \qquad (4.11)$$

Forskellen mellem de to stationers oxygenplateauer er et udtryk for, at vandet under passagen mellem de to stationer har optaget oxygen fra atmosfæren.

I de tilfælde, hvor genluftningen er eneste betydende proces, kan K_2 beregnes ved hjælp af ligning (4.12), som er fremkommet ved integration af ligning (3.1)

$$K_2 = \frac{1}{\delta} \ln \frac{C_s - C_1}{C_2 - C_2} \qquad (4.12)$$

hvor δ angiver opholdstiden, og C_1 og C_2 er de to plateaukoncentrationer frembragt ved dosering med konstant hastighed. I danske vandløb vil oxygenmassebalancen, foruden af genluftningen, være influeret af respirationen. I det tilfælde vil gentagelse af doseringen med en anden doseringshastighed skabe andre oxygenkoncentrationsplateauer i vandløbet.

Under antagelse af konstant respiration under de to deoxygenerede vandvolumimers passage af målestationerne, kan det ukendte R-led i ligning (4.6) elimineres, og K_2 kan beregnes udfra:

$$K_2 = \frac{1}{\delta} \ln \frac{C_1' - C_1}{C_2' - C_2} \qquad (4.13)$$

hvor C' og C betegner plateaukoncentrationerne ved de to doseringshastigheder.

Foruden de nævnte krav, til konstant respiration og konstante oxygenplateauer, forudsætter metodens anvendelse, at temperaturen er konstant i forsøgsperioden, og at såvel den transversale som den vertikale opblanding i et givet vandløbstværsnit, er total.

4.3.2.3.1 Reaktionshastigheden for oxidation af natriumsulfit med molekylær oxygen.

Da hurtig og fuldstændig oxidation af sulfitionen er en forudsætning for nøjagtige bestemmelser af genluftningskonstanten, er der, grundet indhøstede erfaringer med ufuldstændig reaktion ved sulfitfrontens passage af øverste målestation, iværksat en række laboratorieundersøgelser til belysning af hvilken katalysatorkon-

centration, der er nødvendig. Hos Pye (1947) angives, at en koncentration af kobolt (Co^{2+}) på o.o1 mg Co^{2+} l^{-1} sikrer, at reaktionen forløber til ende indenfor 2o sekunder, mens Gameson et al. (1955) anbefaler vandløbskoncentrationer fra o.o25 til o.o5 Co^{2+} l^{-1}.

På et tidligt tidspunkt af nærværende undersøgelse stod det klart, at begge koncentrationsangivelser var for lave.

For at sikre en tilpas høj, og samtidig, af miljømæssige årsager, minimal koboltkoncentration i vandløbet, gennemførtes en række eksperimenter i laboratoriet.

Forskellige Co^{2+}-koncentrationers effekt på sulfitoxidationen blev undersøgt ved 15 °C i henholdsvis demineraliseret vand og i vand fra Gryde å.

Til bestemmelse af reaktionsforløbet for reaktionen

$$SO_3^{2-} + 1/2\ O_2 \rightarrow SO_4^{2-}$$

valgtes det at måle koncentrationerne af ureageret SO_3^{2-}. Oxygenkoncentrationsmålinger var også på tale, men på grund af SO_3^{2-}-ionens interferens i Winkler-titreringen og oxygenelektrodernes relativt lange responstid, blev det opgivet at følge reaktionen på denne måde.

Eksperimenterne udførtes som følger:

2ooo ml forsøgsvand anbragtes i et bægerglas, med omrøring i en vandtermostat, som var indstillet på forsøgstemperaturen. Forsøgsvandet mættedes med oxygen under gennembobling med atmosfærisk luft i ca. en halv time. Gennemboblingen blev herefter afbrudt i ca. 15 min., hvorefter koboltopløsningen (o.4o36 g $CoCl_2$, $6H_2O$ i

1ooo ml) tilsattes i de ønskede koncentrationer: o; o.o1; o.o3; o.o5; o.1 og o.2 mg Co^{2+} l^{-1} forsøgsvand. Under forsigtig omrøring og notering af tidspunktet tilsattes dernæst o.8 ml 1o% Na_2SO_3-opløsning til forsøgskarret, hvilket giver en initialkoncentration af SO_3^{2-} i forsøgsvandet på o.635 meq l^{-1}.

Efter ca. 3o sekunders forløb udtoges 5o ml forsøgsvand til sulfitanalyse. Til de 5o ml prøve tilsattes, så hurtigt som muligt, 5 ml o.o1 N jodopløsning (sammenblandingstidspunktet noteredes) og prøven blev henstillet i mørke, indtil titrering af ureageret jod med o.1 N natriumthiosulfatopløsning kunne finde sted.

Samme procedure gentoges efter 6o s, 2 min, 5, 1o, 2o min. o.s.v. indtil en lav og/eller konstant $[SO_3^{2-}]$ var tilvejebragt.

Resultater og diskussion.

Med demineraliseret vand udførtes 5 eksperimenter og med vand fra Gryde å er udført 3 eksperimenter. Samtlige resultater er givet i figurerne 4.4 og 4.5.

Antages reaktionen at være unimolekylær, kan dens hastighedskonstant k fås af

$$-\frac{dC}{dt} = kt \qquad (4.14)$$

som efter integration er ensbetydende med

$$\ln C = -kt + \ln C_o \qquad (4.15)$$

hvor C_o betegner initialkoncentrationen til tiden t = 0.

Lineær regression af $\ln[SO_3^{2-}]$ mod tiden t giver således værdien for k.

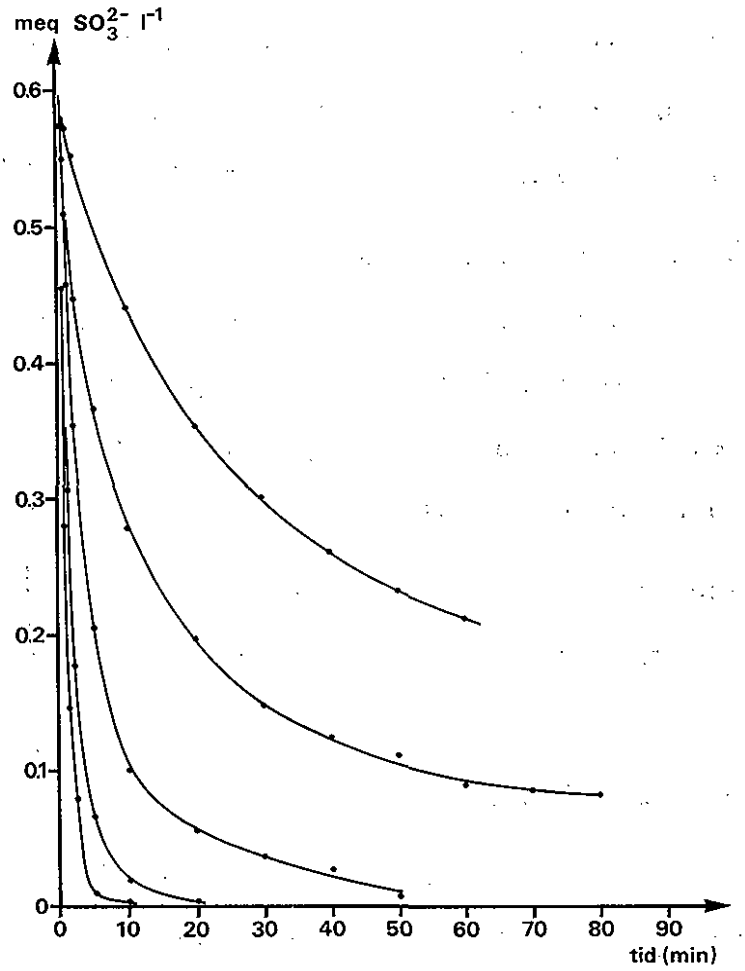

Fig. 4.4 Reaktionshastigheden for reaktionen mellem natriumsulfit og oxygen ved 15°C og ved forskellige katalysatorkoncentrationer i demineraliseret vand. Fra venstre angiver kurverne reaktionshastigheden med en Co^{2+} koncentration på 0.1, 0.05, 0.03, 0.01 og 0.0 mg l^{-1}.

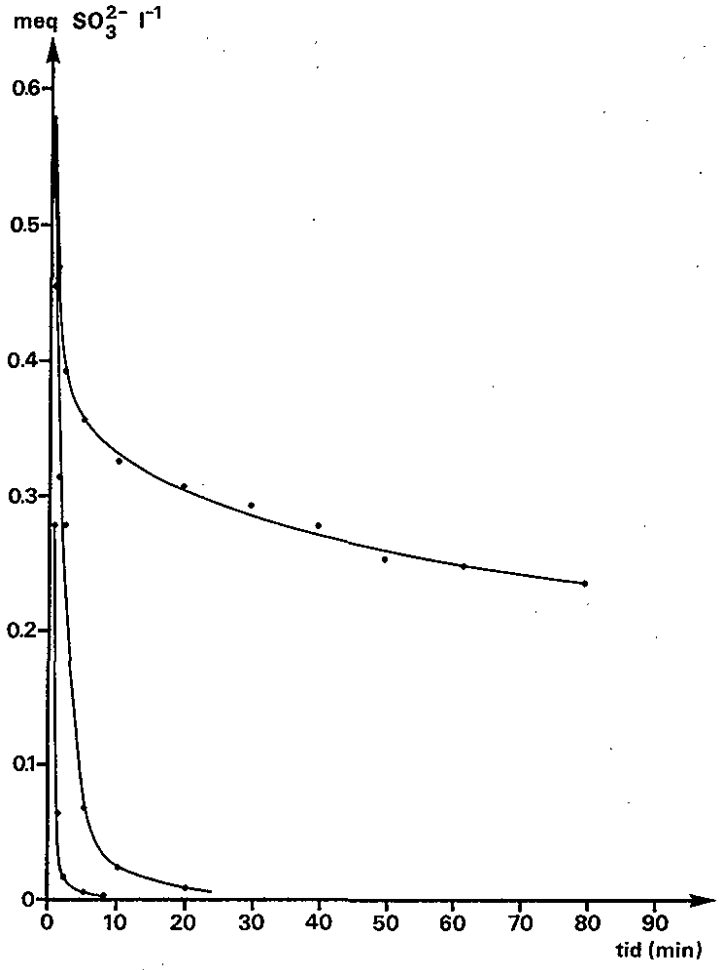

Fig. 4.5 Som 4.4. men ved forsøget anvendtes vand fra Gryde å.

Når hastighedskonstanten er beregnet, kan også tidspunktet for "komplet" oxidation (99.9% af den tilsatte sulfitmængde ∿ o.oo5 mg O_2 l^{-1}) beregnes. Resultaterne heraf er, for samtlige forsøgs vedkommende, givet i tabel 4.1.

Uden katalyse fås k = o.o18o min^{-1} (r = -o.9823), hvilket svarer til, at 99.9% af den tilsatte sulfitmængde er oxideret i løbet af t = 384 min, hvor reaktionstiden t fås af

$$t = \frac{1}{k} \ln \frac{C_o}{C} = \frac{1}{k} \ln 1000$$

Vandtype	$[Co^{2+}]$ mg l^{-1}	k min^{-1}	r	$t_{99.9}$ min
Dem. H_2O	0.0	0.0180	-0.9823	384
	0.01	0.0273	-0.9537	253
	0.03	0.0815	-0.9706	85
	0.05	0.2663	-0.9808	26
	0.10	0.6348	-0.9881	11
Gryde å	0.0	0.0098	-0.8388	705
	0.10	0.2102	-0.9563	33
	0.20	0.6465	-0.9416	11

Tabel 4.1. Reaktionshastighedskonstanter og reaktionstider for reaktionen $SO_3^{2-} + \frac{1}{2}O_2 \rightarrow SO_4^{2-}$ ved forskellige katalysatorkoncentrationer og 15°C i demineraliseret vand og i vand fra Gryde å.

I naturligt vand oxideres sulfitionen langsommere end i demineraliseret vand. Uden katalyse er hastighedskonstanten kun halvt så stor som i demineraliseret vand, mens k, ved en katalysatorkon-

centration på o.1 mg l^{-1}, kun er en tredjedel, i naturligt vand, af værdien i demineraliseret vand.

At koboltionens katalyserende virkning er mindre i spildevand end i vandløbsvand er vist af Edwards et al. (1961), der, som årsag, angiver, at koboltionen inaktiveres ved høje koncentrationer af ammoniak og aminer. Andre forhold må imidlertid være gældende i Gryde å. Her er ammoniakkoncentrationen lav (normalt < 1oo µg NH_3-N l^{-1}), og det skønnes, at forekomsten af aminer tilsvarende er uden betydning. Derimod forekommer en kompleksbinding af koboltionen til humusstoffer mere sandsynlig her, de tørveholdige omgivelser taget i betragtning.

Til sikring af komplet oxidation under transporten fra doseringspunkt til øverste målestation er der, under hensyntagen til strækningens længde (3oo m) og middelstrømhastighed (o.16 m s^{-1}), anvendt Co^{2+}-koncentration mellem o.15 og o.2o mg l^{-1}, hvilket, ifølge tabel 4.1, sikrer, at reaktionen er forløbet til ende, idet mere end 99.9% af den tilsatte sulfitmængde er oxideret inden fronten passerer målestationen, 31 min. efter at doseringen påbegyndtes.

Efter fastlæggelse af den nødvendige katalysatorkoncentration i vandløbet, kan doseringshastigheden nemt beregnes ved kendt vandføring. Anvendes en 5% opløsning af $CoCl_2$ $6H_2O$, fås doseringshastigheden af:

$$V_{Co^{2+}} \text{ (ml s}^{-1}\text{)} = 0.014\ Q \text{ (l s}^{-1}\text{)}.$$

I felten er separat og kontinuerlig dosering af sulfit- og koboltkloridopløsning temmelig besværlig, hvorfor det er undersøgt, om sammenblanding af de to opløsninger, umiddelbart før dosering, bevarer koboltionens katalytiske effekt.

Fuldstændig analogt med den ovenfor omtalte fremgangsmåde udførtes to blandingseksperimenter i laboratoriet, hvor den beregnede koboltmængde tilsattes sulfitopløsningen i stedet for direkte til prøvevandet. De resulterende koboltkoncentrationer i prøvevandet var o.1 og o.2 mg Co^{2+} l^{-1}.

Ved lineær regression, jfr. ligning (4.12), fandtes, ved den lave koboltkoncentration, en k-værdi på o.1232 min^{-1} og o.63o3 min^{-1} ved den høje. Sammenlignes disse hastighedskonstanter med resultaterne opnået ved separat dosering af kemikalierne (se tabel 4.1) fås, at reaktionen forløber langsommere ved lav katalysatorkoncentration, hvis kemikalierne blandes inden dosering. Tidsrummet for 99.9% sulfitoxidation er, ved o.1 mg Co^{2+} l^{-1}, 56 min. mod 33 min. ved separat dosering, mens reaktionstiden er den samme, 11 min., ved o.2 mg Co^{2+} l^{-1}. Ved den anvendte vandløbskoncentration af koboltion antages sammenblanding af de to opløsninger, umiddelbart før eksperimentets start, derfor at være acceptabel.

4.3.2.3.2 Miljømæssige effekter af natriumsulfit og kobolt.

Under de herskende forsøgsbetingelser eksisterer sulfitionen maksimalt 15 min., hvilket svarer til 144 m vandløbsstrækning. Herefter findes kun natriumsulfat, som er et naturligt forekommende salt (decahydratet er kendt som Glaubers salt) med stor opløselighed i vand, hvorfor det hurtigt skylles igennem systemet.

Kobolt er, foruden at være nonakkumulativt i dyrevæv, et essentielt mikroelement i ernæringen, idet det indgår i B-12 vitaminet. Modsætningsvis er grundstoffet rapporteret at være potentielt toksisk i høje koncentrationer for fisk (Schweiger 1957) og kreaturer (Church & Pond 1974). Ørredfisk kan f.eks. tolerere Co^{2+}-

koncentrationer < o.8 mg l^{-1}, mens kreaturer kan indtage doser på op til 5o mg Co^{2+} pr. døgn, uden at der indtræder toksiske effekter. Da koncentrationerne af kobolt ikke på noget tidspunkt, i denne undersøgelse, har oversteget o.2 mg l^{-1} vandløbsvand, vil det værst tænkelige tilfælde (en meget tørstig ko, som i løbet af en dag drikker 5o l vand fra vandløbet, svarende til 1o% af legemsvægten) resultere i, at den maksimalt optager 10 mg Co^{2+} $døgn^{-1}$. Da denne dosis for det første kun udgør 2o% af den formodede skadelige dosis, og da eksperimenterne maksimalt er af 3 timers varighed, må det konkluderes, at der ikke skal frygtes skadelige effekter på hverken vandløbsfaunaen eller på tilstødende arealer.

4.3.2.3 Andre oxygenmassebalancemetoder.

Hvis ligning (4.7) løses numerisk med hensyn til K_2 og R, efter indsættelse af sammenhørende værdier for $\Delta C/\Delta t$ og $(C_s - C)$ fra to forskellige tidspunkter af natten, oftest umiddelbart efter solnedgang og umiddelbart før solopgang, reduceres flerpunktsmetoden til den klassiske Odum-metode (Odum 1956). Ulemperne ved denne metode er indgående diskuteret af Thyssen (1976) og af Thyssen og Jeppesen (198o), og den vil, især grundet numerisk differentiations støjforstærkende egenskaber, blive forbigået i nærværende arbejde. En modifikation af to-punktsmetoden er foreslået af Simonsen (1974), som påfører parametrene K_2 og R en temperaturafhængighed. For K_2's vedkommende er anvendt ligning (3.43) med θ = 1.o241, mens der for R er postuleret en 7% forøgelse pr. ^oC. Sidstnævnte antagelse (Q_{10} = 2) hævdes at kunne anvendes på alle tidspunkter af året, men da successionen over året ændrer artssammensætning, og med den, økosystemets stofomsætningshastigheder, er benyttelse af den samme temperaturkorrektion over hele å-

ret næppe tilrådelig.

Som den sidste oxygenmassebalancemetode skal kort omtales en lovende metode, som især har anvendelsemuligheder i de vandløb, hvor oxygenkoncentrationen er for lav (< 4 mg l^{-1}) om natten til, at sulfitmetoden kan anvendes. Metoden, som er udviklet af Jeppesen & Iversen (1979), anvendes i dagtimerne og omfatter eliminering af genluftningsprocessen på en forsøgsstrækning ved at rulle sort plastik, men lav gennemtrængelighed for oxygen, ud over vandoverfladen. Eventuelle luftlommer under plastikken fjernes ved at lede vand hen over den.

R og dens temperatur- og oxygenafhængighed beregnes ud fra afstemning af oxygenmassebalancen over den afdækkede strækning i en periode af 1-2 døgns varighed. Under forudsætning af at den fundne relation mellem R, oxygen og temperatur også er gældende i den følgende periode uden afdækning, kan K_2 beregnes.

4.4. Resultater og diskussion af genluftningsbestemmelserne.

4.4.1 Sulfitmetoden.

Resultatet af et typisk sulfiteksperiment, hvor der er benyttet to forskellige doseringshastigheder, er vist i fig. 4.6.

Forudsætningen vedrørende etablering af stabile plateauer er opfyldt, ligesom kravet $[O_2] > 4$ mg l^{-1} er tilgodeset. Da temperaturvariationen over forsøgsperioden var < 0.3 °C og oxygenkoncentrationsvariationen < 3 mg l^{-1}, anses kravet til konstant respiration ligeledes at være opfyldt.

På tilsvarende måde gennemførtes 17 eksperimenter i Gryde å. Resultaterne fra de 4 K_2-bestemmelser i tilknytning til studiet af makrofyternes rolle i vandløbets oxygendynamik er, sammen med tre

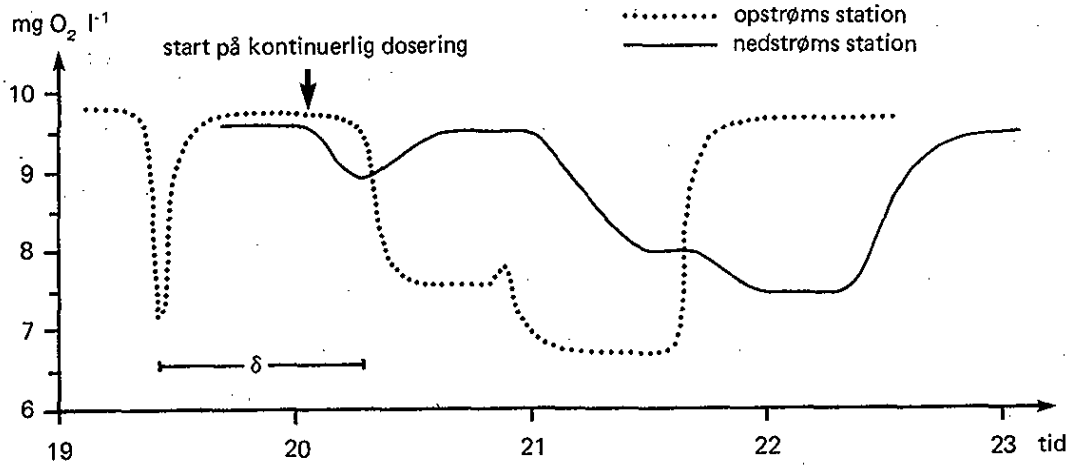

Fig. 4.6. Eksperimentel bestemmelse af K_2 i Gryde å, 18. oktober 1977. De to kurver er fremkommet ved aflæsning af oxygenmåler hvert minut. Opholdstiden (δ) er beregnet til o.87 timer, som tidsforskellen mellem en momentant doseret sulfitopløsnings passage af opstrøms og nedstrøms station. K_2 beregnes v.h.a. ligning (4.13), som efter indsættelse af aktuelle værdier har udseendet

$$K_2 = \frac{1}{0.87} \ln\frac{7.50 - 6.70}{7.97 - 7.45} = 0.50 \text{ time}^{-1}$$

hyppigt anvendte hydrauliske modellers (3.59, 3.90 og 3.63) prognoser, givet i tabel 4.2.

Parameter	I	II	III	IV
Strømhastighed V, m s^{-1}	0.15	0.16	0.17	0.19
Energigradient S, m km^{-1}	2.033	1.942		1.683
Middeldybde H, m	0.46	0.44	0.39	0.40
Opholdstid δ, timer	1.08	1.02	0.97	0.87
Genluftningskonstant K_2 (20 °C), døgn^{-1}				
Sulfitmetode	10.5	11.2	11.6	13.0
Thackston-Krenkel	6.6	6.6		6.6
Parkhurst-Pomeroy	2.4	2.6		2.9
Owens et al.	6.7	7.6	9.9	10.2

Tabel 4.2. Variationen i de hydrauliske forhold på forsøgsstrækningen i Gryde å som følge af grødeskæring. Romertallene angiver, at målingen blev foretaget henholdsvis før grødeskæring (I), efter at 2/5 af grøden på strækningen var fjernet (II), efter at 3/5 var fjernet (III), og endelig efter at al grøden var fjernet (IV).

Fjernelse af den submerse vegetation i vandløbet, influerer således på samtlige hydrauliske forhold. Størst effekt, en forøgelse på 25%, bemærkes for strømhastighedens vedkommende, vandspejlsfaldet aftager med 17% og opholdstiden med 19%. Disse ændringer bevirker tilsammen en forøgelse af genluftningskonstanten på 24%, fra 1o.5 til 13.o døgn^{-1}.

Resultaterne fra de 14 øvrige sulfiteksperimenter er givet i nedenstående tabel 4.3, sammen med værdier for tilhørende hydrauliske variabler og 3 hydrauliske modellers prognoser.

Sammenholdes resultaterne i tabellerne 4.2 og 4.3 ses, at både den aktuelle K_2-variation i Gryde å, 5.o - 15.6 døgn^{-1}, og de enkelte værdier ligger betydeligt over både Thackston-Krenkel (4.5 $\leq K_2 \leq$ 8.3 døgn^{-1}) og Parkhurst-Pomeroy modellens prognoser (1.3 $\leq K_2 \leq$ 4.o døgn^{-1}). for begge disse modeller gælder, at de er formuleret på basis af genluftningseksperimenter, foretaget i regulære kanaler, henholdsvis strømrende og afløbsledninger, og årsagen til den manglende overensstemmelse er sandsynligvis, at makroturbulensen, som er en, på strømretningen, vinkelret udbredelse af strømhvirvler, ved samme strømhastighed er betydelig mindre i en strømrende/afløbsledning end i et naturligt vandløb, med alle dets hvirvelskabende forhindringer i form af brinker, bund, sten, makrofyter o.s.v..

Fra nærværende delundersøgelse kan altså konkluderes, at makrofyter i vandløb, gennem en nedsættelse af middelstrømhastighed og forøgelse af vandspejlsfald og middeldybde, påvirker turbulensparametrene: Froudes tal og energitab i negativ retning.

Modsatte ændringer noteres for modstandskoefficienterne: Mannings ruhedskoefficient og Darcy-Weisbach friktionsfaktoren.

Den samlede effekt af disse ændringer påvirker således genluft-

Periode	Målte værdier V m s^{-1}	H m	S m m^{-1}	$K_2(20)$ døgn^{-1}	Modelprognoser 3.59	3.90 døgn^{-1}	3.63
Oktober 1977							
st. 3-4	0.20	0.35	0.002260	15.6	8.3	3.7	13.4
st. 3-4	0.19	0.34	0.002004	14.6	7.9	3.5	13.6
st. 3-4	0.20	0.38	0.002007	14.2	7.5	3.2	11.6
April 1978							
stræk. 180 m	0.21	0.31	0.001900	15.5	8.2	4.0	17.2
stræk. 160 m	0.21	0.51	0.001724	10.1	5.9	2.3	7.2
August 1978							
stræk. 180 m	0.13	0.48	0.001998	8.6	6.3	2.2	5.6
Oktober 1978							
stræk. 180 m	0.16	0.44	0.002002	11.0	6.7	2.6	5.6
stræk. 160 m	0.16	0.45	0.001850	9.2	6.9	2.9	10.9
Oktober 1979							
stræk. 160 m	0.14	0.60	0.001740	6.8	5.2	1.7	4.0
November 1979							
stræk. 340 m	0.14	0.58	0.001740	6.4	5.3	1.8	4.3
stræk. 180 m	0.19	0.53	0.001850	8.7	5.9	2.2	6.3
stræk. 160 m	0.11	0.69	0.001620	5.0	4.5	1.3	2.6
April 1980							
stræk. 340 m	0.17	0.51	0.001770	8.6	5.9	2.2	6.2
Maj 1980							
stræk. 340 m	0.20	0.48	0.001770	10.3	6.2	2.4	7.7

Tabel 4.3. Genluftningsdata frå Gryde å, 1977-80.

ningen i negativ retning.

Den anden konklusion, som kan drages af denne delundersøgelse, er, at Thackston-Krenkel modellen, som af Simonsen (1974) hævdes at være den bedste hydrauliske model, ikke kan anvendes i Gryde å. Det samme gælder i endnu højere grad for Parkhurst-Pomeroy modellen, som af Wilson & McLeod (1974), se kap. 3.12.14, fandtes at give de bedste prognoser. Den sidste undersøgte model - Owens et al.-modellen - var på forhånd anset for at være den mest pålidelige, da den er baseret på genluftningsdata fra makrofytrige engelske lavlandsvandløb, se kap. 3.12.7, men også den underestimerer K_2. Årsagen hertil må sikkert ses i sammenhæng med Gryde å's specielt store vandspejlsfald, en hypotese som støttes af resultaterne fra Suså (Jeppesen & Iversen 1979), hvor Owens et al.-modellen også afveg i negativ retning, på en enkelt station, med stort vandspejlsfald.

4.4.2 Oxygenmassebalancemetoderne.

På basis af samtlige registrerede døgnkurver for opløst oxygen (270 stk.) i perioden maj 1979 til april 1980 (begge måneder inklusive) er flerpunktsmetoden anvendt. Desuden er lys/produktionsmetoden anvendt i de døgn (236 stk.) hvor der, foruden målinger af oxygenkoncentrationen, er foretaget målinger af lysindstrålingen. I fig. 4.7 er vist typiske resultater opnået ved anvendelse af flerpunktsmetoden og lys/produktionsrelationen.

Genluftningskonstantens årsvariation på forsøgsstrækningen i Gryde å er afbildet i fig. 4.8. Øverst er vist værdierne, bestemt ved anvendelse af lys/produktionsmetoden, og nederst flerpunktsmetodens bestemmelser.

I fig. 4.8 er endvidere indtegnet de beregnede månedsmiddelvær-

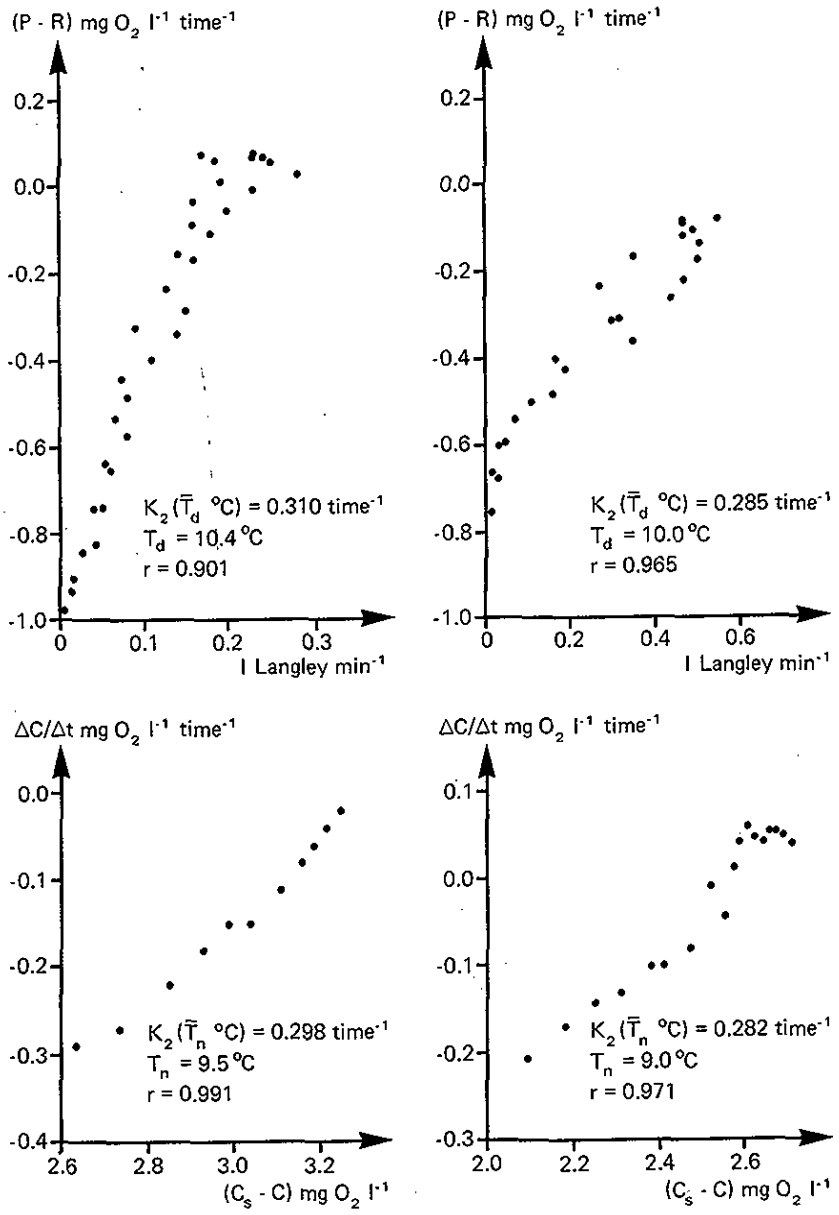

Fig. 4.7. K_2-bestemmelse i Gryde å. Øverst er vist lys/produktionsmetodens værdier fra den 9. juni 1979 (til venstre) og fra den 24. september 1979. Nederst er natkurver fra de samme døgn analyseret v.h.a. flerpunktsmetoden.

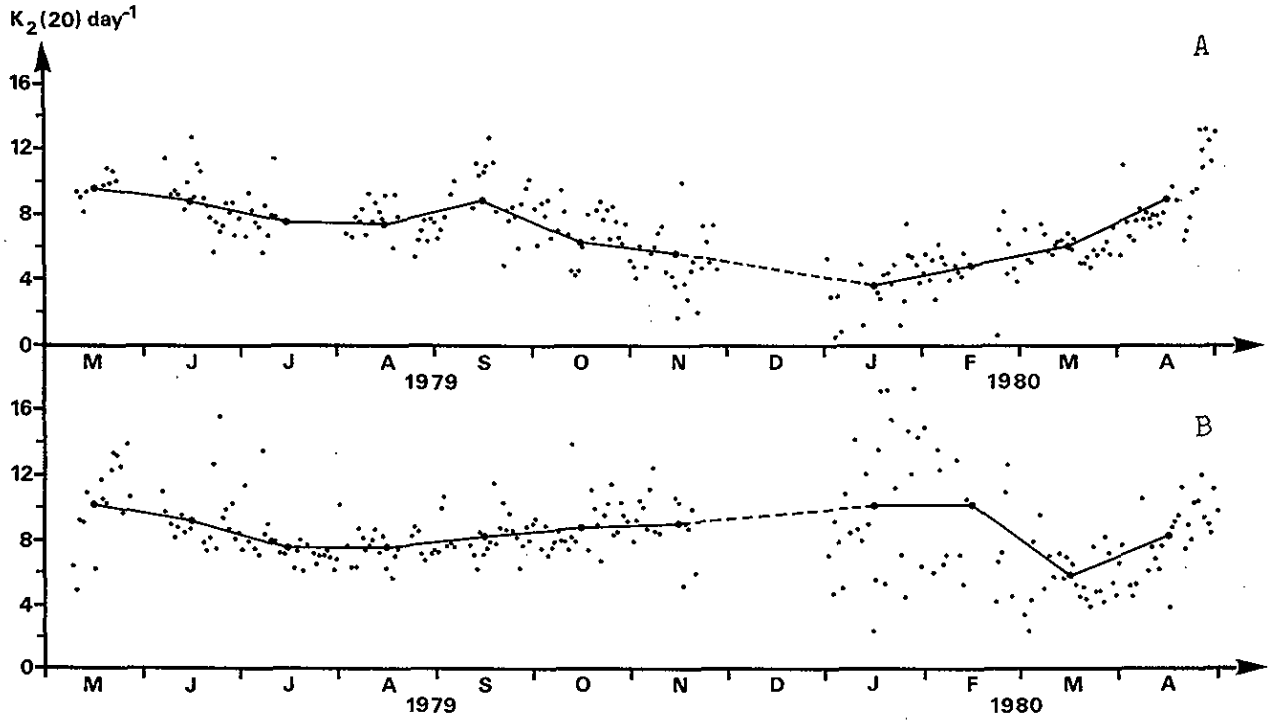

Fig. 4.8. Genluftningskonstantens årsvariation i Gryde å. A: K_2 er bestemt v.h.a. lys/produktionsmetoden. B: Flerpunktsmetoden. På begge kurver forbinder den fuldt optrukne linje månedsmiddelværdierne, mens den stiplede angiver manglende data.

dier for K_2(2o).

Oxygenmassebalancemetoderne er anvendt samtidigt i 158 døgn, jfr. tabel 4.4, i perioderne maj-oktober 79 og marts-april 80. De opnåede resultater er analyseret for at afgøre, om de to metoder giver identiske bestemmelser af K_2. Resultaterne fra den mellemliggende periode, november 79 - februar 8o, anses for at være usikre, på grund af den ringe forskel mellem maksimums- og minimumsoxygenkoncentrationen over døgnet. Af fig. 4.9 fremgår, at middelværdien af forskellene mellem højeste og laveste koncentration i månederne januar og februar, kun er o.56 og o.61 mg O_2 l^{-1}, og

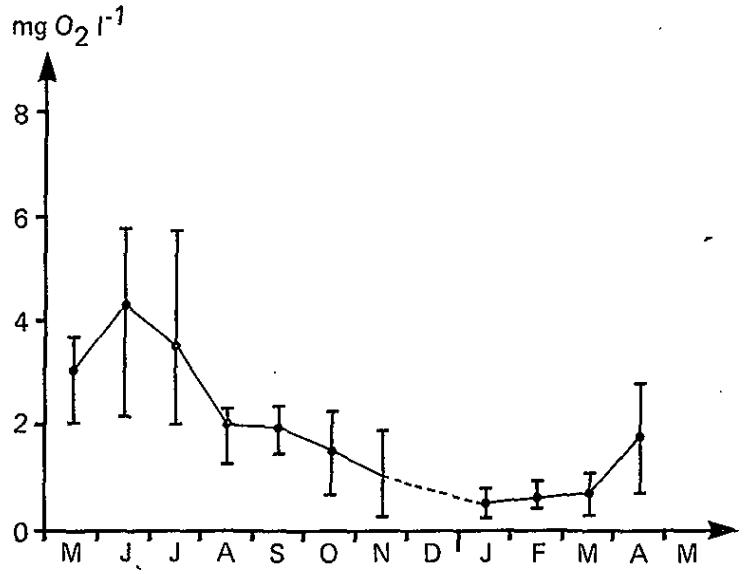

Fig. 4.9. Månedsværdier af de daglige forskelle mellem minimums- og maximumsoxygenkoncantrationen. De lodrette streger angiver den maksimale døgnfluktuation i de pågældende måneder.

hvis det antages, at 75% af døgnvariationen finder sted i dagtimerne, er natvariationen kun ca. o.15 mg l^{-1}. Dette, kombineret med at temperaturvariationerne i perioden er ubetydelige, gør, at variationen i oxygendeficitet i natperioden gennemsnitlig er o.15 mg l^{-1}. En så ringe variation bevirker naturligvis, at parametrene i ligning (4.4) bliver usikkert bestemt.

En statistisk metode, til afprøvning af om de to metoder giver identiske resultater i den øvrige periode, er den såkaldte residualanalyse, hvor residualerne er defineret som forskellen mellem de respektive metoders K_2-bestemmelser.

En direkte sammenligning af daglige K_2-bestemmelser var også på tale, men residualanalysen er at foretrække i de tilfælde, hvor der kan forventes en sæsonbetinget parametervariation.

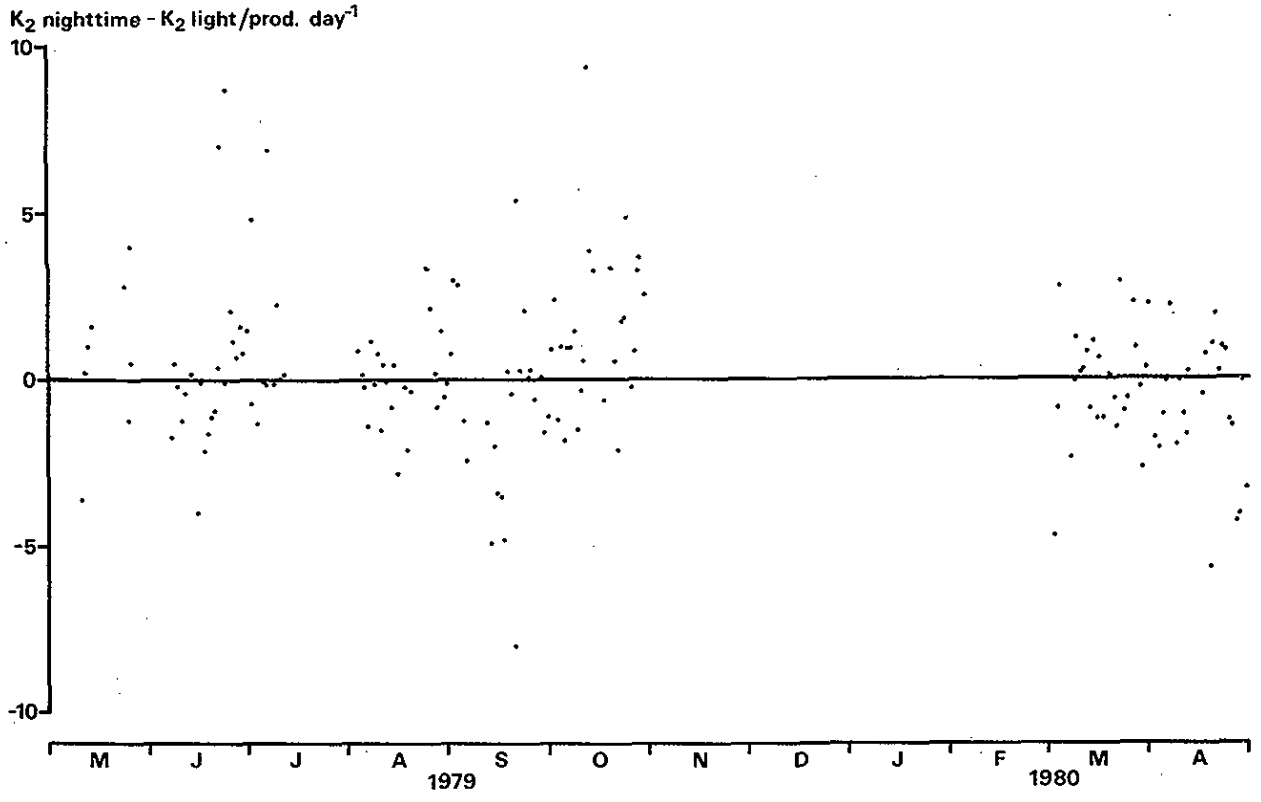

Fig. 4.1o. Årsvariationen af forskellen mellem flerpunkts- og lys/produktionsmetodens K_2-bestemmelser.

I fig. 4.1o er residualerne afbildet som funktion af årstiden, og det fremgår, at de ikke er indbyrdes korrelerede, og da de endvidere er normalfordelt, afslører en t-test, at middelværdien ikke er signifikant forskellig fra nul ($P < o.o5$) på årsbasis.

Månedsmiddelværdierne for residualerne er angivet i tabel 4.4, hvor også standardafvigelsen samt antallet af observationer er givet. Testes hypotesen, at månedsmiddelværdierne heller ikke afviger fra nul på 95% signifinaksniveau ses, af tabel 4.4 sidste kolonne, at hypotesen kan accepteres for samtlige måneder.

Af fig. 4.8 fremgår, at genluftningen er størst i april og maj måned. Månedsmiddelværdierne er bestemt v.h.a. lys/produktionsrelationen til henholdsvis $K_2(2o) = 8.6$ og $K_2(2o) = 9.8$ døgn^{-1}.

Periode	$\bar{x}$	S_x	n	t
maj	0.563	2.562	8	0.622
jun	-0.220	1.472	20	-0.668
jul	0.577	1.857	9	0.932
aug	0.121	1.269	24	0.467
sep	-0.541	2.523	22	-1.006
okt	0.584	2.203	25	1.325
mar	-0.196	1.665	26	-0.600
apr	-0.283	1.885	24	-0.735

Tabel 4.4. Månedsmiddelværdier og standardafvigelse af residualerne, som er fremkommet ved subtraktion af flerpunkts- og lys/produktionsmetodens K_2-estimater. $t = \bar{x}\sqrt{n}\, S_x^{-1}$.

På dette tidspunkt af året er de submerse makrofyters biomasse stadig relativ lav, mens de emergente makrofyters vækst endnu ikke er startet.

Lav biomasse er, som det vistes i kap. 4.4.1, ensbetydende med lave værdier for modstandskoefficienterne: Mannings ruhedskoefficient og Darcy-Weisbach friktionsfaktoren, hvilket resulterer i relativ lav dybde og stor strømhastighed.

Fra maksimumsværdien, 9.8 døgn^{-1} i maj, aftager K_2 de følgende to måneder og når i juli værdien 7.7 døgn^{-1}. I denne periode øges de submerse makrofyters biomasse, jfr. fig. 6.7, fra 141 til 17o g dw m^{-2}, hvilket, sammen med fremkomsten af emergente makrofyter, som Sparganium sp. og Scirpus lacustris, resulterer i aftagende middelstrømhastighed og øget dybde. I den resulterende del af 1979, d.v.s. i månederne august, september og oktober, da K_2-be-

stemmelserne i november og december var usikre, kan der, jfr. fig. 4.8 og tabel 4.4, ikke konstateres nogen signifikant ændring i K_2-værdien, hvilket må ses i sammenhæng med, at både de submerse og emergente makrofyter er maksimalt udviklet på denne årstid. K_2-bestemmelserne i månederne januar og februar er også usikre, hvorfor de ikke vil blive analyseret. I marts er den submerse makrofytbiomasse minimal (37 g dw m^{-2} ultimo februar), og månedsmiddelværdien for K_2 er også lav, 6.3 døgn^{-1}.

Submerse og emergente makrofyter tilsammen påvirker genluftningsforholdene, i negativ retning, i Gryde å, således at genluftningen, i den sædvanligvis kritiske sommerpeiode, er lavere end om foråret.

Den planteskabte turbulens er altså ikke i stand til at kompensere for den formindskelse af turbulensen, som er resultatet af makrofyternes nedsættelse af strømhastigheden og forøgelse af dybden.

4.4.3 Sulfitmetoden kontra oxygenmassebalancemetoderne.

På fire tidspunkter i løbet af forsøgsperioden 1979-8o er de tre udførligt omtalte metoder anvendt inden for samme døgn, på den samme forsøgsstrækning i Gryde å. Resultaterne er givet i tabel 4.5.

Et lignende eksperiment er gennemført i forbindelse med den successive vegetationsfjernelse, Miljøprojekter 3o, 198o.

I denne undersøgelse blev dog kun flerpunktsmetodens K_2-bestemmelser sammenlignet med sulfitmetodens, jfr. tabel 4.6.

Betrages K_2-residualerne, fremkommet som differens mellem lys/produktionsmetodens og sulfitmetodens bestemmelser, afslører en

	$K_2(20)$ døgn^{-1}		
	lys/prod.	flerp.§	sulfit
15. okt. 1979	6.3	8.1	6.8
21. nov. 1979	6.7	6.2	6.4
08. apr. 1980	7.9	10.7	8.6
06. maj 1980	8.8	9.2	9.1

Tabel 4.5. K_2-estimater opnået ved samtidig anvendelse af 3 indirekte metoder. § angiver, at værdierne er fra natten forud for sulfiteksperimentet.

	Indgrebets art			
metode	I	II	III	IV
sulfit	10.5	11.2	11.6	13.0
flerpunkt	10.2	13.8	12.7	10.1

Tabel 4.6. K_2-estimater opnået ved anvendelse af sulfit- og flerpunktsmetode i forbindelse med vegetationsfjernelse i Gryde å.

t-test ($P < 0.05$), at middelværdierne ikke afviger signifikant fra nul. Det samme resultat opnås, hvis flerpunktsmetodens K_2-værdier sammenlignes med sulfitmetodens.

Denne sammenligning af sulfitmetoden med andre oxygenmassebalancemetoder, hviler naturligvis på et ret spinkelt grundlag, henholdsvis 4 og 8 samtidige applikationer, men da eksperimenterne er foretaget på forskellige årstider, indgyder de opnåede resultater, fra denne delundersøgelse, kombineret med de, i kap. 4.4.2, omtalte resultater, en vis tillid til samtlige metoders anvendedelighed.

5. Test af eksisterende, og formulering af nye hydrauliske genluftningsmodeller.

5.1 Introduktion.

Som nævnt i kapitel 1 er den person, der ønsker at udtale sig om et givet vandløbs genluftning, særdeles dårligt stillet, idet han har ikke færre end 31 valgmuligheder, når det gælder valg af prognosemodel, og hvad værre er, modellerne fremsætter ikke ens prognoser.

I nærværende afsnit vil jeg derfor:

1. Afprøve samtlige kendte modellers prognoseværdi på et stort datamateriale fra et bredt spektrum af vandløb. Materialet omfatter 481 sammenhørende målinger af K_2, V, H og S foretaget i vidt forskellige vandløb i USA, England og Danmark.
2. Opstille en hydraulisk K_2-model på basis af dette datamateriale.
3. Som 2, men modelopstillingen foretages nu udelukkende på grundlag af data fra vandløb af lavlandstypen.

5.2 Udvælgelse af datamateriale.

Det anvendte datamateriale er udvalgt hos 11 forfattere samt fra denne undersøgelse. Et resumé er givet i tabel 5.1. Interesserede læsere kan ved henvendelse til Miljøstyrelsens Ferskvandslaboratorium få stillet hele materialet til disposition.

Det skal pointeres, at der i de følgende analyser ikke er medtaget strømrendedata, idet det på forhånd blev anset for umuligt at beskrive genluftningen i to så forskellige systemer, som en strømrende og et komplekst naturligt vandløb, på samme måde.

5.3 Afprøvning af eksisterende K_2-modeller.

For at mindske effekten af, at visse modeller i forbindelse med

reference		metode	vandløbstype	antal målinger	K_2-range $\frac{1}{\text{døgn}}$
O'Connor & Dobbins	(1956)	ox. balance	småbække → store floder	40	0.32 - 11.00
Churchill et al.	(1962)	ox. balance	floder	30	0.52 - 12.8
Owens et al.	(1964)	sulfit	bække og vegetationsrige lavlandsvandløb	32	0.71 - 113
Holtje	(1971)	sulfit	bjergbække	97	4.4 - 8164
Parkhurst & Pomeroy	(1972)	sulfit	afløbsledninger	74	3.4 - 1012
Tsivouglou & Wallace	(1972)	krypton-85	små → middelstore floder	111	0.75 - 271
Chen & Davis	(1975)	sulfit	bjergbække	29	17.2 - 648
Kwasnik & Feng	(1979) og	hydrocarboner	mindre floder	11	3.9 - 30.5
Bauer et al.	(1979)				
Jeppesen	(1978)	ox. balance	veg.rige lavlandsvandløb	25	1.0 - 9.8
Jeppesen & Iversen	(1979)	ox. balance	do	14	1.0 - 15.0
Thyssen.	(dette arbejde)	sulfit	do	18	5.0 - 15.6
				481	0.32 - 8164

Tabel 5.1. Resumé af det datamateriale som er anvendt ved modelafprøvning og modelformulering.

modeltesten anvendes uden for det hydrauliske spektrum hvorpå de er opstillet, og som følge heraf kan forventes at fremsætte prognoser, som afviger væsentlig fra observationerne, er der foretaget en logaritmetransformation af både K_2-målingerne og -prognoserne.

Selve modelafprøvningen omfattede:

1. Beregning af middelværdien af residualerne

$$\overline{res} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (\ln K_2(obs.) - \ln K_2(mod.))_i . \qquad (5.1.)$$

For hver af de 31 testede modeller kan der jfr. ligning (5.1) dannes 477 residualer, idet 4 observationer er udgået, fordi der i de pågældende datasæt ikke fandtes målinger af energigradienten. De enkelte modellers prognosers nøjagtighed, defineret som middelværdiens størrelse, er undersøgt v.h.a. en t-test på 95%: signifikansniveau.

2. Beregning af kvadratsumsafvigelsen SS som antages at være et mål for modelprognosernes præcision.

$$SS = \sum_{i=1}^{N} (\ln K_2(obs.) - \ln K_2(mod.))_i^2 \qquad (5.2)$$

Modelafprøvningen har fundet sted på 4 delmængder af det samlede datamateriale. Der er dels foretaget en test på det samlede observationsmateriale (N=477), dels på det sæt hvor $0 < K_2(20) \leq 500$ døgn^{-1} (N= 442), dels på data fra danske vandløb (N=56) og endelig på Gryde å-materialet alene (N=17).

Testresultaterne er givet i tabellerne 5.2 - 5.5, hvor E betegner eksponenten til 1o. Det anvendte modelnummer fås af tabel 3.1 og 3.5.

*** TEST AF DE 31 MODELLER ***

MODEL	GENNEMSNIT	KVADRATSUM	T-TEST	N
1	-.335E 00	.308E 03	-.100E 02	477
2	-.602E 00	.561E 03	-.146E 02	477
3	-.713E 00	.884E 03	-.134E 02	477
4	-.596E 00	.705E 03	-.123E 02	477
5	-.518E 00	.677E 03	-.105E 02	477
6	.526E 00	.426E 03	.146E 02	477
7	.513E 00	.687E 03	.103E 02	477
8	.311E 00	.607E 03	.626E 01	477
9	.313E 00	.608E 03	.630E 01	477
10	.588E 00	.726E 03	.118E 02	477
11	.509E-01	.361E 03	.128E 01	477
12	.599E 00	.791E 03	.115E 02	477
13	.501E-01	.483E 03	.109E 01	477
14	-.167E-01	.590E 03	-.327E 00	477
15	-.692E 00	.859E 03	-.131E 02	477
16	-.742E 00	.837E 03	-.147E 02	477
17	.466E 00	.677E 03	.927E 01	477
18	.180E 00	.844E 03	.298E 01	477
19	.108E 01	.863E 03	.295E 02	477
20	-.204E 01	.293E 04	-.317E 02	477
21	.150E 01	.248E 04	.191E 02	477
22	.101E 01	.748E 03	.297E 02	477
23	-.122E 01	.209E 04	-.157E 02	477
24	.207E 00	.310E 03	.578E 01	477
25	-.729E 00	.614E 03	-.183E 02	477
26	.809E 00	.581E 03	.235E 02	477
27	-.151E 01	.318E 04	-.157E 02	477
28	-.463E 00	.422E 03	-.124E 02	477
29	-.115E 00	.490E 03	-.248E 01	477
30	-.483E 00	.595E 03	-.105E 02	477
31	-.129E 01	.108E 04	-.364E 02	477

Tabel 5.2. Afprøvning af 31 genluftningsmodeller fra litteraturen på 477 sammenhørende målinger af V, H, S og K_2. Modellernes prognoseværdi er dels testet ved beregning af den gennemsnitlige afvigelse mellem prognose og observation og dels ved beregning af kvadratsummen.

*** TEST AF DE 31 MODELLER ***

MODEL	GENNEMSNIT	KVADRATSUM	T-TEST	N
1	-.364E 00	.297E 03	-.104E 02	442
2	-.639E 00	.546E 03	-.148E 02	442
3	-.749E 00	.863E 03	-.133E 02	442
4	-.664E 00	.686E 03	-.132E 02	442
5	-.533E 00	.646E 03	-.103E 02	442
6	.467E 00	.362E 03	.127E 02	442
7	.433E 00	.578E 03	.858E 01	442
8	.230E 00	.519E 03	.457E 01	442
9	.233E 00	.519E 03	.462E 01	442
10	.508E 00	.609E 03	.101E 02	442
11	-.810E-01	.247E 03	-.229E 01	442
12	.434E 00	.519E 03	.917E 01	442
13	-.641E-01	.390E 03	-.144E 01	442
14	-.710E-01	.550E 03	-.134E 01	442
15	-.731E 00	.839E 03	-.131E 02	442
16	-.794E 00	.818E 03	-.151E 02	442
17	.358E 00	.532E 03	.725E 01	442
18	-.115E-01	.580E 03	-.211E 00	442
19	.965E 00	.625E 03	.291E 02	442
20	-.217E 01	.289E 04	-.338E 02	442
21	.166E 01	.242E 04	.211E 02	442
22	.992E 00	.687E 03	.276E 02	442
23	-.101E 01	.144E 04	-.142E 02	442
24	.984E-01	.214E 03	.300E 01	442
25	-.861E 00	.572E 03	-.243E 02	442
26	.760E 00	.483E 03	.222E 02	442
27	-.158E 01	.299E 04	-.161E 02	442
28	-.580E 00	.376E 03	-.170E 02	442
29	-.217E 00	.427E 03	-.476E 01	442
30	-.585E 00	.557E 03	-.128E 02	442
31	-.135E 01	.104E 04	-.397E 02	442

Tabel 5.3. Afprøvning af 31 genluftningsmodeller fra litteraturen på 442 sammenhørende målinger af V, H, S og K_2.

*** TEST AF DE 31 MODELLER ***

MODEL	GENNEMSNIT	KVADRATSUM	T-TEST	N
1	-.276E 00	.180E 02	-.413E 01	56
2	-.772E 00	.641E 02	-.772E 01	56
3	-.905E 00	.995E 02	-.687E 01	56
4	-.857E 00	.887E 02	-.690E 01	56
5	.250E 00	.116E 02	.488E 01	56
6	.592E 00	.299E 02	.102E 02	56
7	.505E 00	.491E 02	.475E 01	56
8	.303E 00	.400E 02	.285E 01	56
9	.305E 00	.401E 02	.287E 01	56
10	.580E 00	.537E 02	.546E 01	56
11	-.303E 00	.201E 02	-.434E 01	56
12	.328E 00	.329E 02	.351E 01	56
13	-.251E 00	.411E 02	-.228E 01	56
14	-.255E-01	.412E 02	-.220E 00	56
15	-.889E 00	.972E 02	-.678E 01	56
16	-.909E 00	.941E 02	-.730E 01	56
17	.437E 00	.405E 02	.444E 01	56
18	-.128E-01	.213E 02	-.154E 00	56
19	.814E 00	.508E 02	.122E 02	56
20	-.216E 01	.287E 03	-.242E 02	56
21	.307E 01	.548E 03	.394E 02	56
22	.131E 01	.107E 03	.220E 02	56
23	.717E-02	.195E 01	.286E 00	56
24	-.189E-01	.137E 02	-.283E 00	56
25	-.108E 01	.805E 02	-.155E 02	56
26	.707E 00	.464E 02	.913E 01	56
27	-.243E 01	.382E 03	-.190E 02	56
28	-.599E 00	.328E 02	-.932E 01	56
29	-.474E 00	.551E 02	-.403E 01	56
30	-.842E 00	.823E 02	-.717E 01	56
31	-.152E 01	.148E 03	-.190E 02	56

Tabel 5.4. Afprøvning af 31 genluftningsmodeller fra litteraturen på 56 sammenhørende målinger af V, H, S og K_2 foretaget i 4 forskellige danske vandløb.

*** TEST AF DE 31 MODELLER ***

MODEL	GENNEMSNIT	KVADRATSUM	T-TEST	N
1	.338E 00	.200E 01	.247E 02	17
2	.179E 00	.652E 00	.896E 01	17
3	.375E 00	.295E 01	.825E 01	17
4	.353E 00	.245E 01	.101E 02	17
5	.251E-01	.362E 00	.697E 00	17
6	.531E 00	.599E 01	.802E 01	17
7	.156E 01	.420E 02	.378E 02	17
8	.136E 01	.320E 02	.329E 02	17
9	.136E 01	.321E 02	.330E 02	17
10	.164E 01	.461E 02	.396E 02	17
11	.163E 00	.107E 01	.341E 01	17
12	.123E 01	.258E 02	.695E 02	17
13	.826E 00	.118E 02	.364E 02	17
14	.112E 01	.218E 02	.235E 02	17
15	.385E 00	.306E 01	.863E 01	17
16	.309E 00	.210E 01	.735E 01	17
17	.142E 01	.345E 02	.409E 02	17
18	.770E 00	.102E 02	.368E 02	17
19	.129E 01	.286E 02	.315E 02	17
20	-.170E 01	.503E 02	-.250E 02	17
21	.248E 01	.105E 03	.727E 02	17
22	.124E 01	.275E 02	.190E 02	17
23	.396E-01	.143E 00	.191E 01	17
24	.455E 00	.398E 01	.111E 02	17
25	-.617E 00	.709E 01	-.129E 02	17
26	.142E 01	.341E 02	.900E 02	17
27	-.269E 01	.131E 03	-.159E 02	17
28	-.721E-01	.281E 00	-.271E 01	17
29	.666E 00	.770E 01	.282E 02	17
30	.298E 00	.166E 01	.126E 02	17
31	-.803E 00	.111E 02	-.403E 02	17

Tabel 5.5. Afprøvning af 31 genluftningsmodeller fra litteraturen på 17 sammenhørende målinger af V, H, S og K_2 fra Gryde

I tabel 5.6 er givet et resumé af de respektive modellers prognoseværdi for de fire datasæt.

Af tabel 5.2 fremgår, at for (N=477) overestimerer 16 modeller K_2 (=negativt residualgennemsnit), mens 15 underestimerer genluftningskonstanten. I grafisk form vil en generel overestimering af K_2 resultere i, at punkterne med koordinaterne (K_2(obs.), K_2(mod.)) ligger over linjen med ligningen y=x, mens underestimering flytter punkterne under linjen.

Hvis prognosen er nøjagtig, vil punkterne være jævnt fordelt omkring linjen. En nøjagtig og samtidig præcis prognose vil i grafisk form være ensbetydende med, at samtlige punkter ligger tæt på linjen. Endelig vil en unøjagtig men præcis prognose bevirke, at punkterne ligger tæt på en linje, hvis hældningskoefficient er væsentlig forskellig fra 1.

Af analysen af det samlede datamateriale (N=477) fremgår, at kun 3 modeller (Churchill et al. 1962, Bansal 1973 og Thackston 1966) prognosticerer K_2-værdierne uden systematiske afvigelser fra observationerne. Disse 3 modellers prognoser er afsat på dobbeltlogaritmisk papir, som funktion af observationerne i figurerne 5.1 - 5.3. Af tekniske årsager er der i disse 3 og i følgende figurer af samme art, kun afsat de datapunkter, hvor både K_2(obs.) og K_2(mod.) ligger i intervallet fra 0.1 til 1000. At nøjagtighed ikke nødvendigvis følger af præcision ses tydeligt af figurerne 5.1 og 5.2, hvorimod punkterne ligger relativt tæt på y=x i fig. 5.3. Modellen, som er fremsat af Thackston (1966) rangerer da også som nr. 3 på præcisionsskalaen, jfr. tabel 5.6, hvoraf det fremgår, at mere præcise prognoser kun opnås ved anvendelse af Cadwallader & McDonnell (1969) og Thackston & Krenkel (1969) modellerne. Relationen mellem prognose og observation er for de to sidstnævnte modellers vedkommende givet i figurerne 5.4 og 5.5.

	N=477		N=442		N=56		N=17	
	model nr.		model nr.		model nr.		model nr.	
rang	nøj.	præc.	nøj.	præc.	nøj.	præc.	nøj.	præc.
1	14§	1	18§	24	23§	23	5§	23
2	13§	24	13§	11	18§	5	23§	28
3	11§	11	14§	1	24§	24	28	5
4	29	28	11	6	14§	1	11	2
5	18	6	24	28	5	11	2	11
6	24	13	29	13	13	18	30	30
7	8	29	8	29	1	6	16	1
8	9	2	9	26	8	28	1	16
9	1	26	17	8	11	12	4	4
10	28	14	1	9	9	8	3	3
11	17	30	7	12	12	9	15	15
12	30	8	12	17	17	17	24	24
13	7	9	6	2	29	13	6	6
14	5	25	10	14	7	14	25	25
15	6	5	5	30	10	26	29	29
16	10	17	28	25	6	7	18	18
17	4	7	30	7	28	19	31	31

Tabel 5.6. Fortsættes

	N=477		N=442		N=56		N=17	
	model nr.		model nr.		model nr.		model nr.	
rang	nøj.	præc.	nøj.	præc.	nøj.	præc.	nøj.	præc.
18	12	4	2	18	26	10	13	13
19	2	10	4	10	2	29	14	14
20	15	22	15	19	19	2	12	12
21	3	12	3	5	30	25	22	22
22	25	16	26	4	4	30	19	19
23	16	18	16	22	15	4	8	8
24	26	15	25	16	3	16	9	8
25	22	19	19	15	16	15	17	26
26	19	3	22	3	25	3	26	17
27	23	31	23	31	22	22	7	7
28	31	23	31	23	31	31	10	10
29	21	21	27	21	20	20	10	10
30	27	20	21	20	27	27	21	21
31	20	27	20	27	21	21	27	27

Tabel 5.6. Rangfølgen for 31 genluftningsmodellers nøjagtighed og præcision (nøj. og præc.) ved forudsigelse af K_2. Det anvendte datamateriale er opdelt i 4 grupper med henholdsvis 477, 442, 56 og 17 sammenhørende værdier af V, H og S. § betyder, at den pågældende models residualgennemsnit ikke er forskellig fra 0 på 95% signifikansniveau.

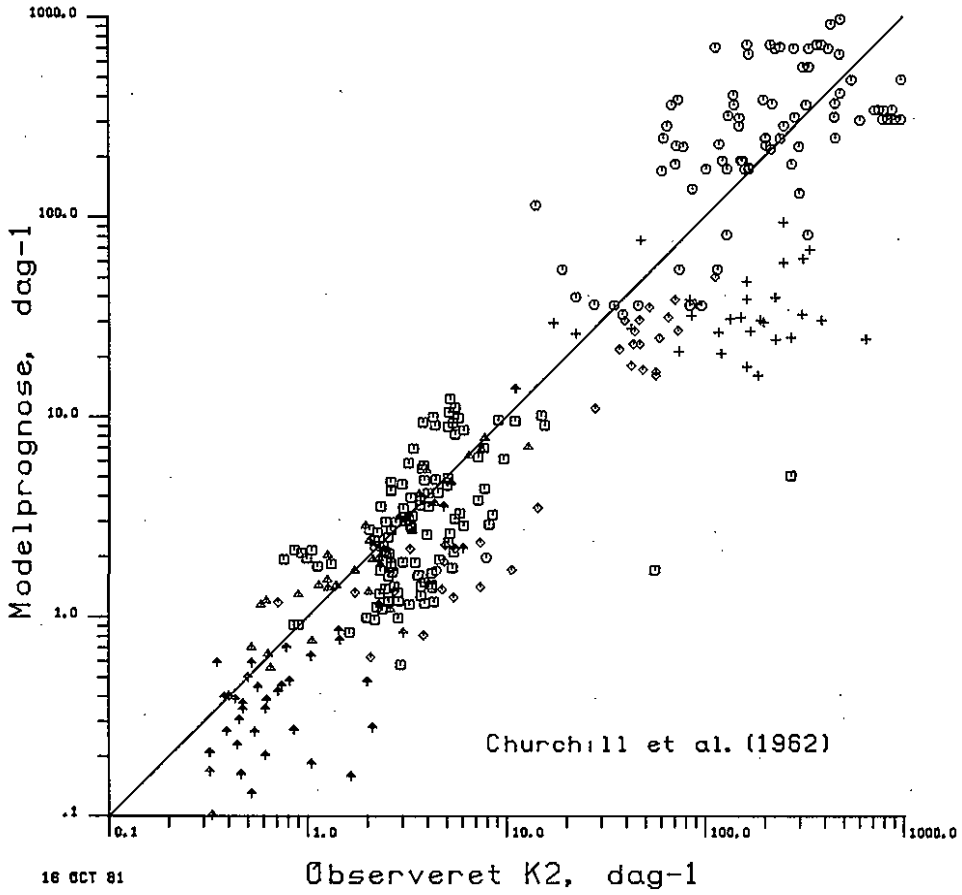

Fig. 5.1. Churchill et al. (1962) modellens prognoser afsat som funktion af de observerede K_2-værdier. I denne og i de følgende 9 figurer er anvendt følgende signaturer til adskillelse af datasættene:

Y Parkhurst & Pomeroy (1972)
O Holtje (1971)
+ Chen & Davis (1975)
◇ Owens et al. (1962)
♠ O'Connor & Dobbins (1956)
△ Churchill et al. (1962)
⧖ Kwasnik & Feng (1979) og Bauer et al. (1979)
✳ Danske vandløb
□ Tsivouglou (1972)

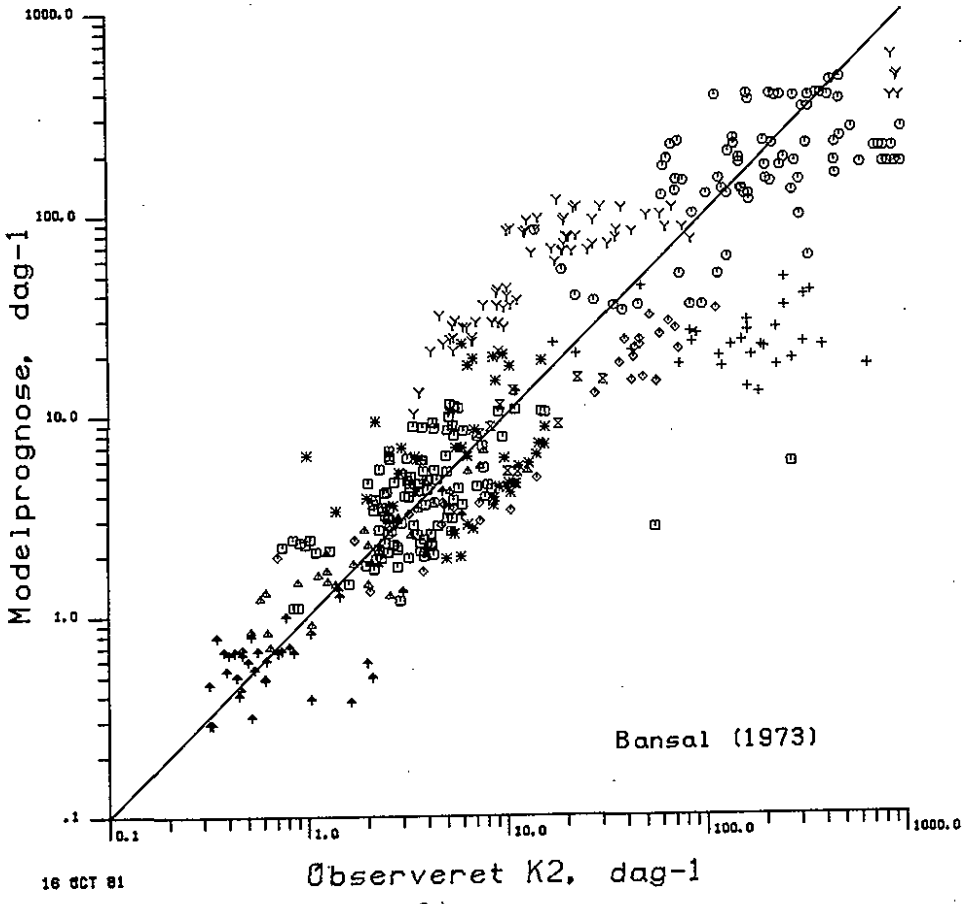

Fig. 5.2. Bansal (1973)

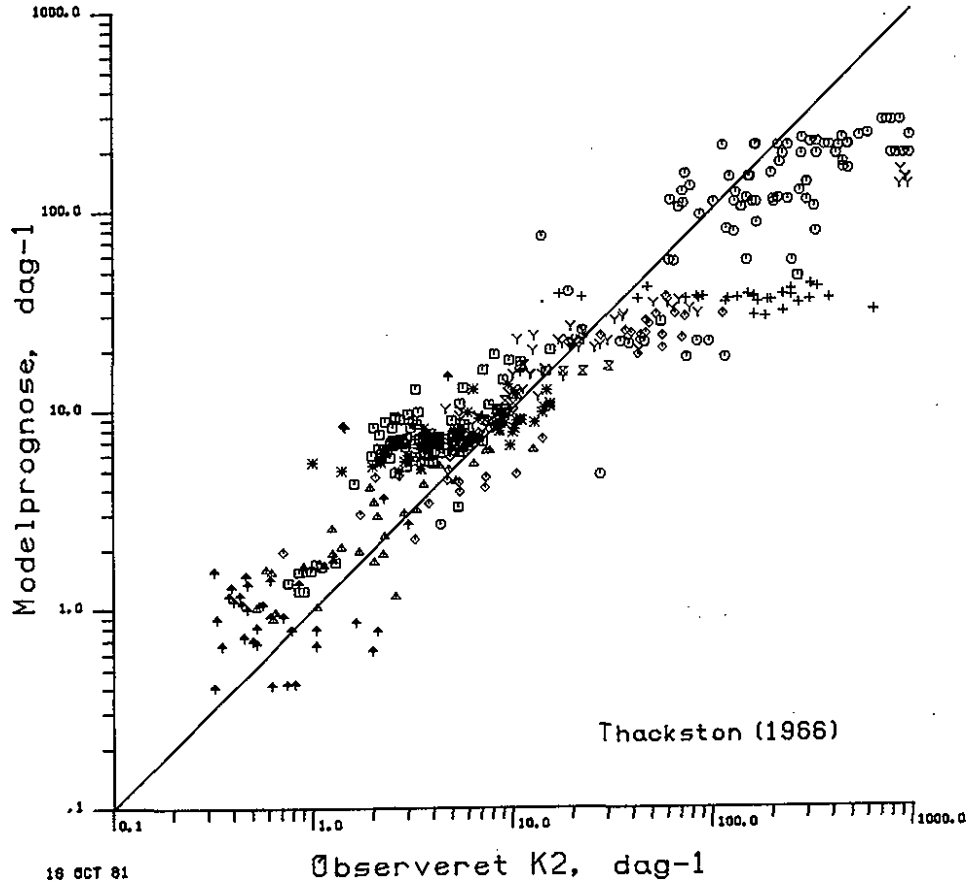

Fig. 5.3. Thackston (1966)

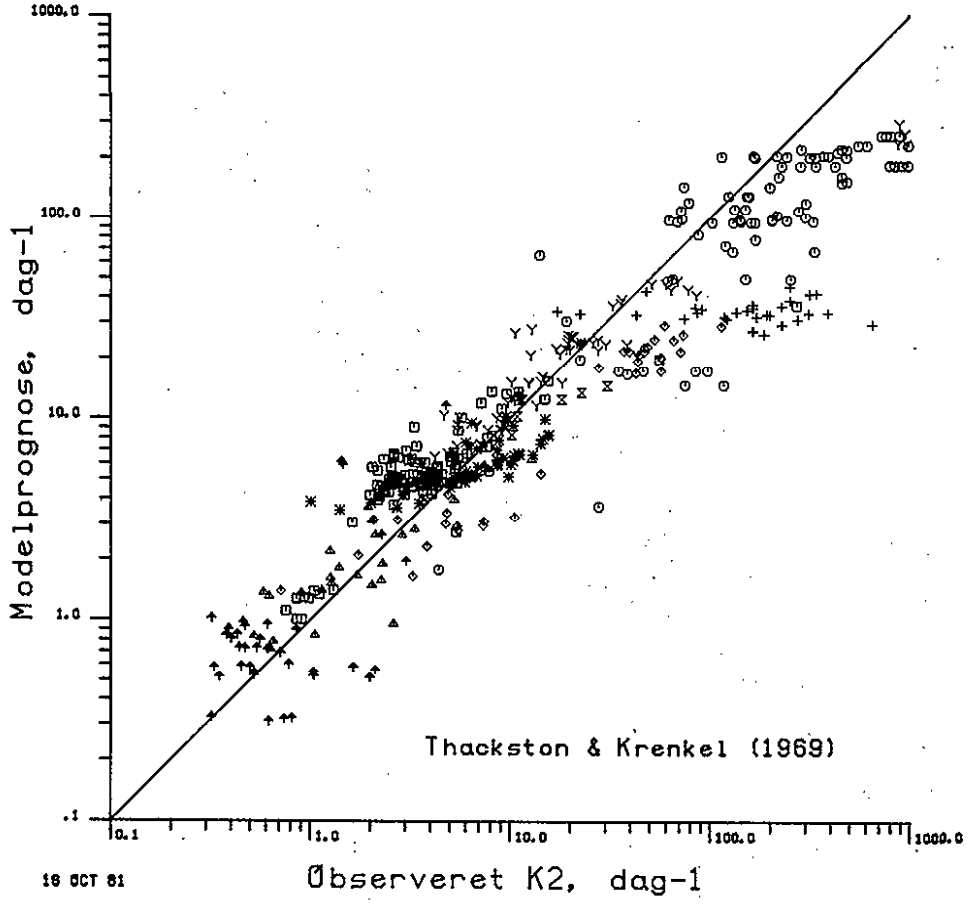

Fig. 5.4. Thackston & Krenkel (1969)

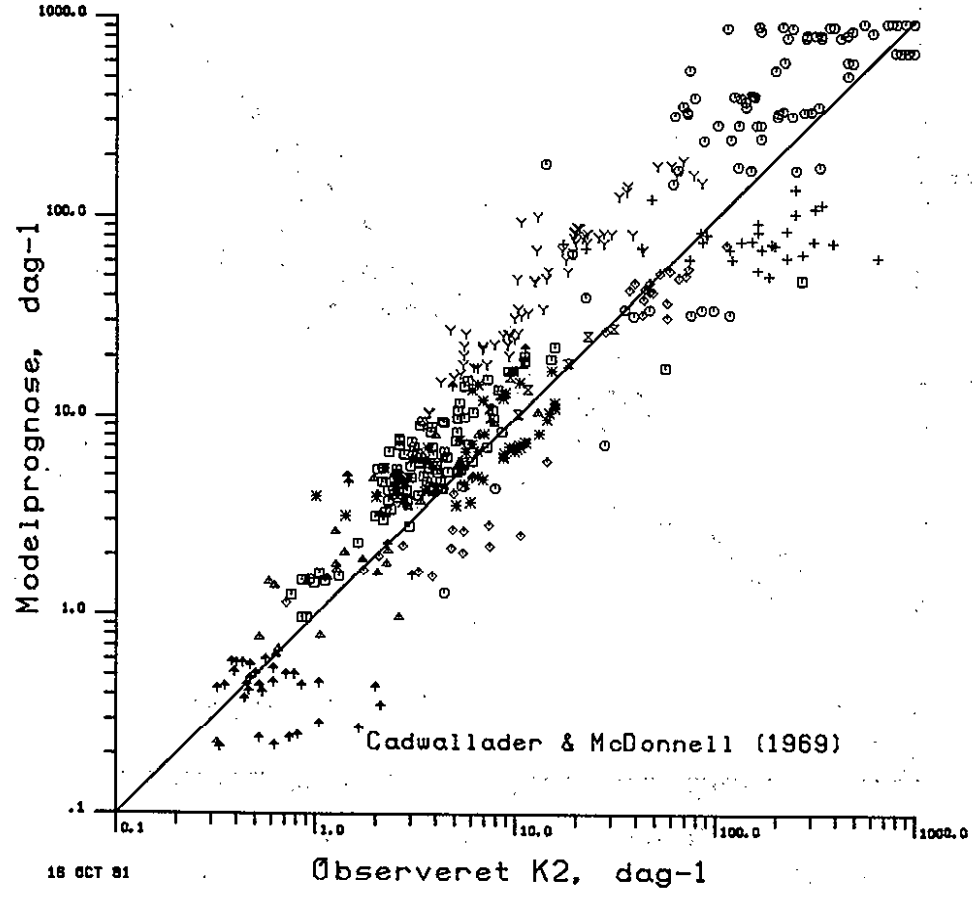

Fig. 5.5. Cadwallader & McDonnell (1969)

Ovenstående analyse viser således, at den generelt bedste model til forudsigelse af K_2-værdier over et bredt spektrum af hydrauliske forhold, som spænder fra grøft til vandfald, er friktionshastighedsmodellen, ligning (3.56), formuleret af Thackston (1966), uden at den dog kan betegnes som tilfredsstillende.

Langt den overvejende del af de testede modeller er hverken nøjagtige eller præcise over det brede hydrauliske spektrum. Værst af samtlige er to modeller, som indeholder fundamentalt forkerte procesbeskrivelser.

Den ene, Holtje (1971), se ligning (3.85), er en additiv model, som gennemsnitligt overestimerer K_2 med en faktor 7.7.

Konstanten i ligning (3.85) er ved multipel lineær regression bestemt til 48.1, hvilket ifølge modellens struktur må tolkes som genluftningskonstanten for en stillestående vandsamling (S=0). Værdien for genluftningkonstanten i et sådant system er normalt mindre end 1.

Sammenhængen mellem observation og denne models prognoser er vist i fig. 5.6.

Hos Lau (1972) postuleres, at K_2 er omvendt proportional med vandløbets middelstrømhastighed, hvilket resulterer i at den formulerede model, ligning (3.101), overestimerer K_2 ved lave strømhastigheder og underestimerer ved høje, se fig. 5.7. Generel anvendelse af omtalte model resulterer i en gennemsnitlig overestimering med en faktor 4.5.

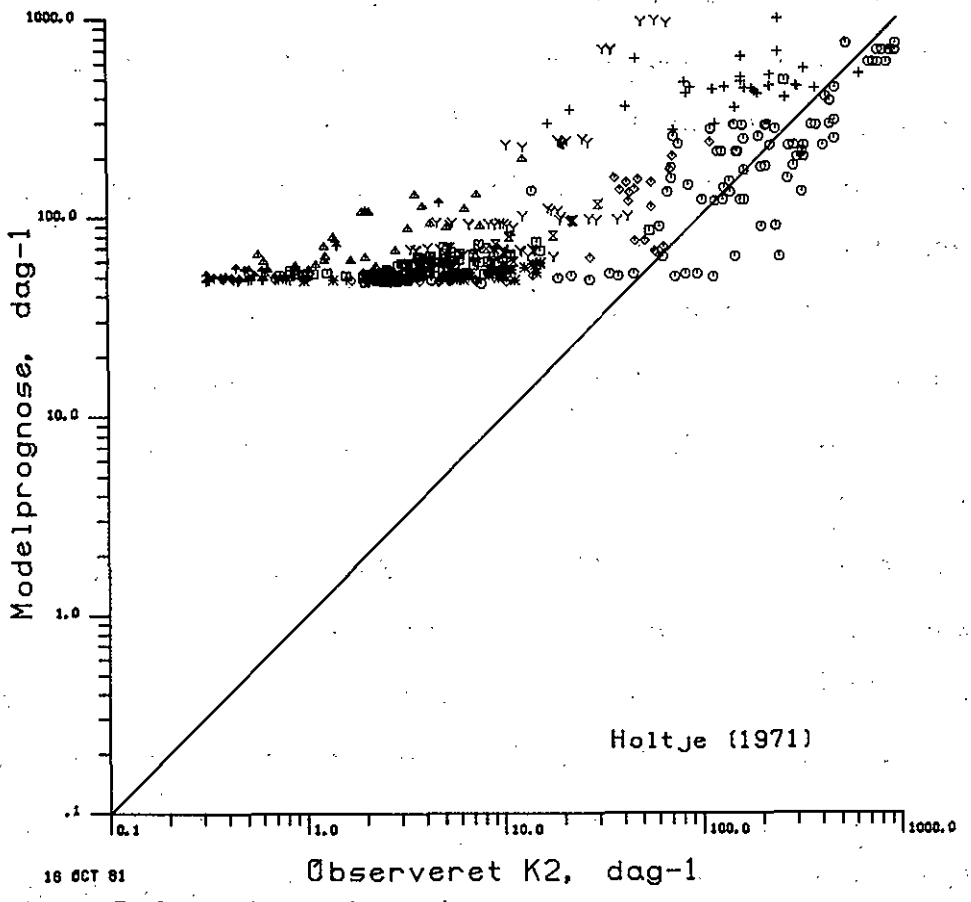

Fig. 5.6. Holtje (1971)

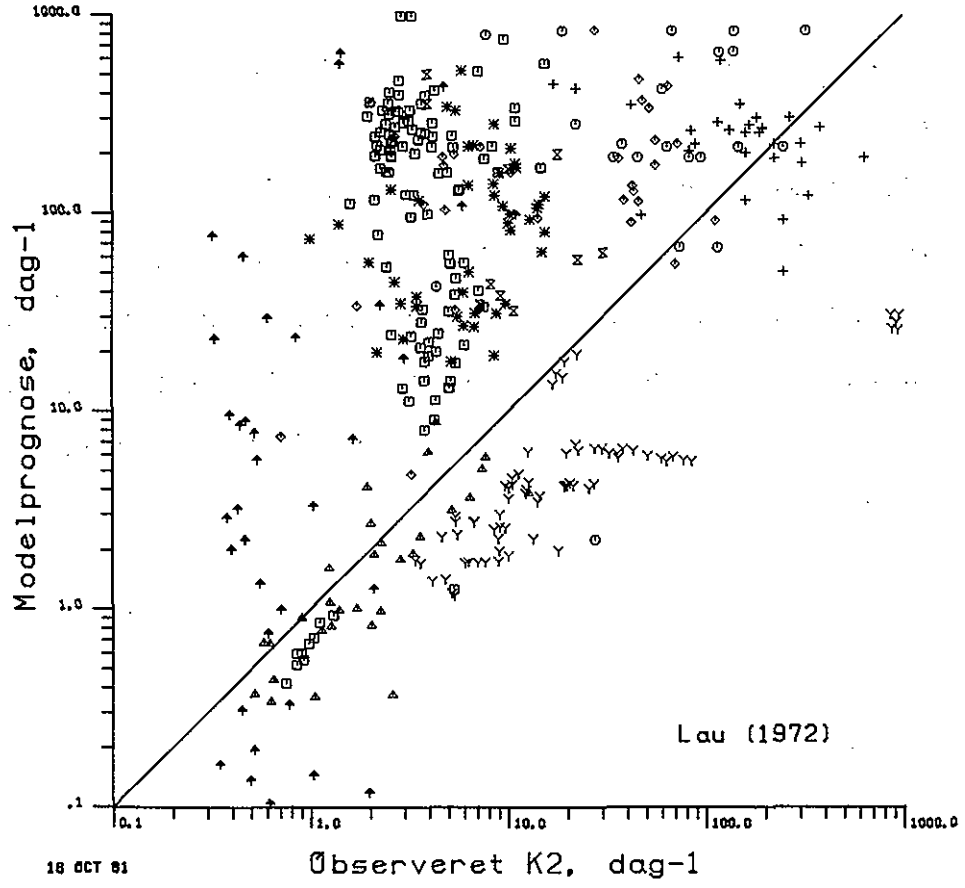

Fig. 5.7. Lau (1972)

Indskrænkes testmaterialet til kun at omfatte realistiske K_2-værdier, K_2<500 døgn^{-1} (N=442), konstateres, ifølge tabel 5.3 og 5.6, at Churchill et al. (1962) og Bansal (1973) modellerne stadigvæk giver nøjagtige prognoser, mens Negulescu & Rojanski (1969) modellen, fig. 5.8, giver den mindste gennemsnitlige afvigelse.

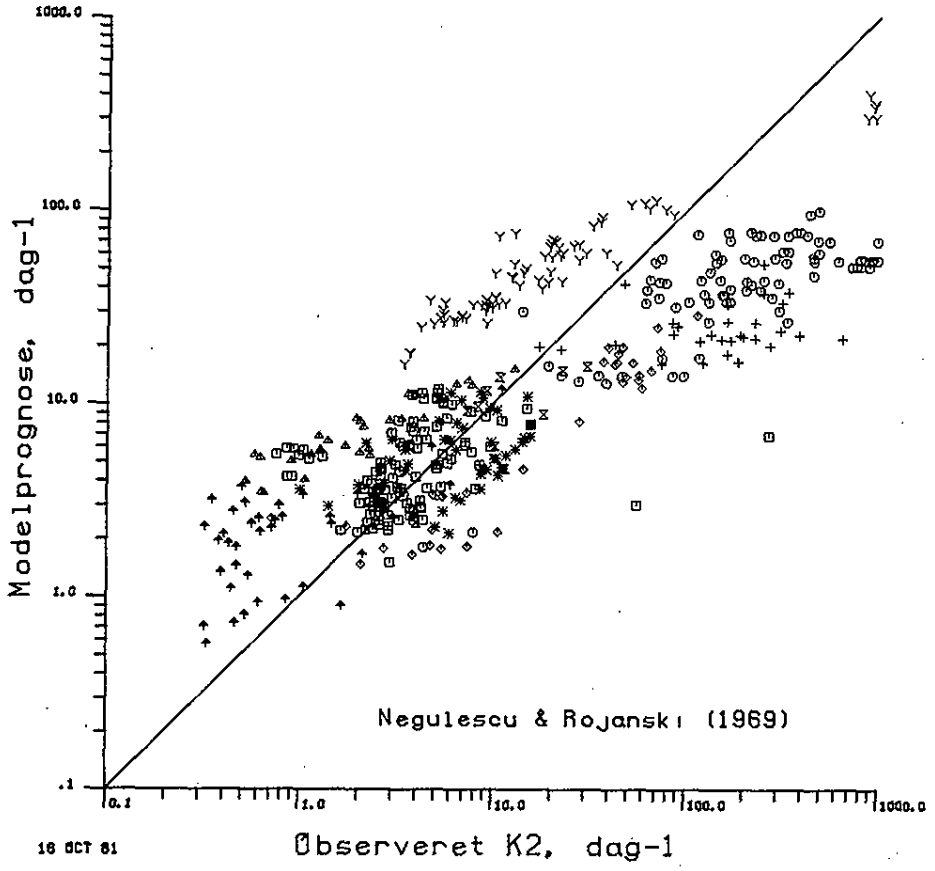

Fig. 5.8. Negulescu & Rojanski (1969)

Dette resultat følges dog ikke af en tilsvarende lav kvadratafvigelse, idet sidstnævnte model m.h.t. præcision kun kommer ind på 18ende pladsen. Også for dette datasæt må det konkluderes, at Thackston (1966) og Thackston & Krenkel (1969) modellerne giver de bedste prognoser. At netop disse to modellers prognoseværdi er omtrent den samme, er forventeligt, idet de er opstillet på grundlag af det samme datamateriale, blot med den forskel, at Froudes tal indgår i Thackston & Krenkel (1969) modellen og ikke i den anden.

For vandløb af lavlandstypen (N=56) opnås de mest nøjagtige og samtidig mest præcise prognoser ved anvendelse af Thyssen & Jeppesen (1980) modellen, se ligning (3.117) og fig. 5.9.

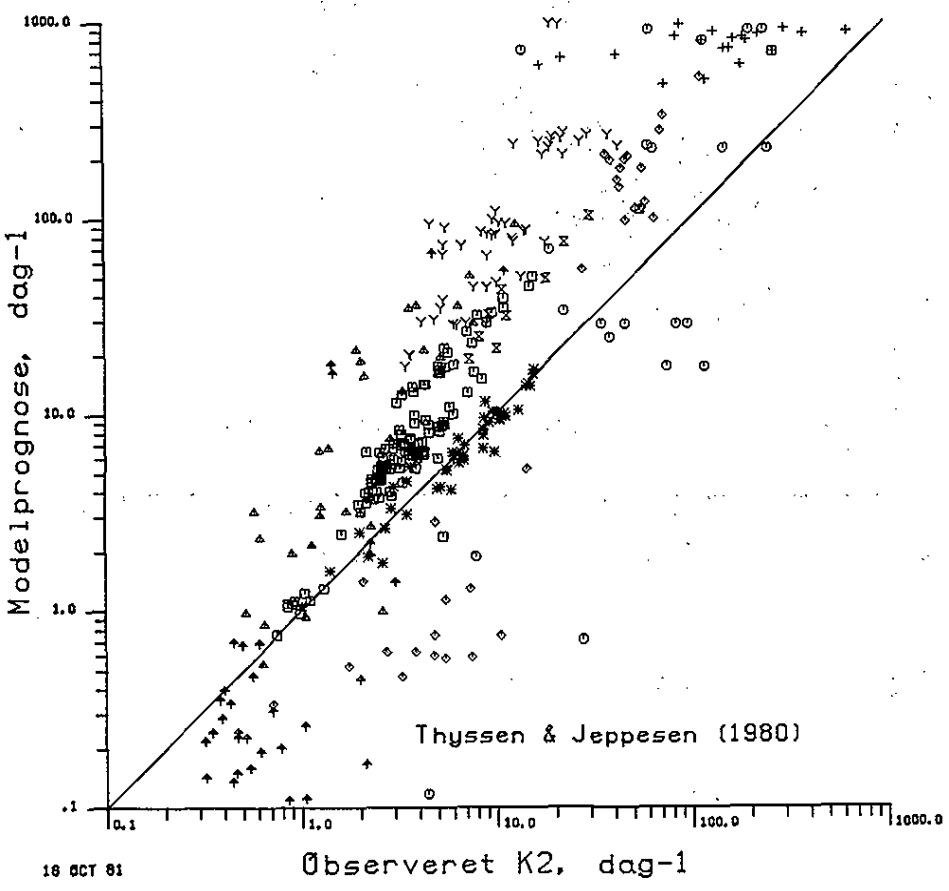

Fig. 5.9. Thyssen & Jeppesen (1980)

Denne model, som er formuleret på basis af 29 K_2-bestemmelser, udført i danske vandløb, underestimerer gennemsnitlig K_2, jfr. tabel 5.4, med en faktor 1.007, og kvadratsumsafvigelsen er kun 1.95. Til trods for at Tsivouglou & Wallace (1972) og Thackston & Krenkel (1969) modellerne er højt rangeret m.h.t. både nøjagtighed og præcision, må Thyssen & Jeppesen (1980) modellen klart foretrækkes, idet dens kvadratsumsafvigelse kun udgør henholdsvis 17 og 14% af den afvigelse, som beregnes for de to andre modellers vedkommende.

Genluftningen i Gryde å, tabel 5.5, kan imidlertid ikke forudsiges v.h.a. Thackston & Krenkel (1969) modellen. Den er, såvel m.h.t. nøjagtighed som præcision, kun den 12. bedste af de afprøvede modeller. I vandløb af Gryde å-typen, med stor makrofytbiomasse, stort vandspejlsfald, stor fysisk uensartethed og dermed god genluftning, underestimerer denne model gennemsnitlig K_2 med en faktor 1.6, et resultat som styrker konklusionen hos Thyssen & Jeppesen (1980), som fandt, at modellen underestimerede K_2 i danske vandløb med høje K_2-værdier mens den overestimrede ved lave K_2-værdier.

Også for Gryde å's vedkommende fås de bedste prognoser ved anvendelse af Thyssen & Jeppesen (1980) modellen, men energitabsmodellerne formuleret af Tsivouglou & Wallace (1972) og Krenkel & Orlob (1962) kan også anvendes med held.

Karakterisktisk for næsten samtlige modelprognoser af K_2 i Gryde å er en generel underestimering, jfr. tabel 5.5. Kun 5 modeller overestimerer K_2.

5.3.1 Sammenfatning af modeltest.

Ingen af de afprøvede teoretiske eller empiriske genluftningsmodeller er i stand til at beskrive genluftningsprocessen i et bredt spektrum af vandløbstyper med en blot nogenlunde acceptabel nøjagtighed og præcision. Kun for 3 modellers vedkommende afviger middelværdien af forskellene mellem observation og prognose ikke signifikant fra nul på 95%: signifikansniveau. Selv om den gennemsnitlige afvigelse, mellem prognose og observation, for hele datamaterialet ikke afviger signifikant fra nul, kan der, selv for de 3 mest nøjagtige modellers vedkommende, konstateres meget store afvigelser mellem prognose og observation hvis enkelte datasæt analyseres. F.eks. afviger K_2-målingerne, udført af Chen & Davis (1975), fra de øvrige datasæt, ved konsekvent at være større end prognosen, mens Parkhurst & Pomeroy (1972) undersøgelsens resultater afviger i modsat retning. Begge forhold fremgår af figurerne 5.1 - 5.9, 5.7 undtaget, hvor +-signaturen, som repræsenterer Chen & Davis-resultaterne, ligger under linjen med ligningen y=x, mens Y-signaturen (Parkhurst & Pomeroy 1972) ligger over. 7 ud af 9 hydrauliske genluftningsmodeller, opstillet på basis af strømrendeforsøg, underestimerer K_2 i naturlige vandløb, mens halvdelen af de 10 modeller, som er baseret både på strømrendedata og feltobservationer overestimerer K_2. Endelig overestimerer 6 ud af 9 modeller, baseret alene på feltobservationer, K_2. Samtlige omtalte teoretiske modeller fremsætter for høje K_2-prognoser. Selv om K_2-værdier > 500 døgn^{-1} udelades af analysen (N=442), forbedres modellernes prognoseværdi ikke væsentligt.

Nøjagtige og præcise K_2-prognoser kan kun opnås, hvis der i prognoseøjemed anvendes modeller, som er opstillet på grundlag af et observationsmateriale indhentet fra den pågældende vandløbstype, hvilket klart illustreres af det danske observationsmateriale.

5.4 Opstilling af hydrauliske K_2-modeller.

5.4.1 Udvælgelse af styrende variabler.

I forbindelse med litteraturgennemgangen i kap. 3 er der givet en udførlig beskrivelse af de faktorer, som påvirker turbulensen i vandløb og dermed genluftningen. Det er derfor ikke hensigten at gå i detaljer, men blot give en kort oversigt over de hydrauliske variabler, som antages at styre genluftningsprocessen. Ofte kan effekten af en given variabel lettere forstås, hvis man betragter dens påvirkning af turbulensen fremfor selve genluftningen. F.eks. eksisterer der en tydelig omvendt proportionalitet mellem dybden og turbulensen. Desto dybere vandløbet er, jo længere er det stykke, hvor den kinetiske energi, som dannedes i form af hvirvler ved bunden, kan frigives. Resultatet kan derfor, i dybe vandløb, blive manglende total opblanding og deraf følgende lave oxygenkoncentrationer ved bunden.

Vandløbets turbulens øges, når strømhastigheden øges. Ved lave strømhastigheder er strømningen undertiden laminær, og transporten af opløst oxygen foregår udelukkende ved molekylær diffusion. Når strømhastigheden øges, bliver strømningen turbulent, og opblandingen sker ved udbredelsen af makrohvirvler. Turbulensens intensitet er altså ligefrem proportional med strømhastigheden. Ved turbulensintensitet forstås her, den hastighed hvormed strømhvirvlerne roterer, og desto større strømhastigheden er, jo større er deres rotationshastighed. Genluftningen antages derfor at være direkte proportional med strømhastigheden i vandløbet. Vandløbets energigradient påvirker genluftningen ved at influere på strømhastigheden, som det fremgår af Mannings formel:

$$V = n^{-1} R^{0.66} S^{0.5} \qquad (5.1)$$

hvor n er Mannings ruhedskoefficient. Energigradienten leverer endvidere den, for vandets strømning, nødvendige konvertering af potentiel energi til kinetisk energi, og n er et mål for energitabet ved vandets gnidning mod vegetation, bund og sider. R er den hydrauliske radius, som, ifølge Churchill et al. (1962), kan sættes lig med middeldybden H, i vandløb, hvor bredden i væsentlig grad overstiger dybden, hvilket er tilfældet i de undersøgte vandløb.

Vandføringens rolle som genluftningsindikator er, som tidligere nævnt, behandlet af Langbein & Durum (1967), som viste, at der, alt efter det enkelte vandløbs fysiske dimension, kan træffes både direkte og omvendt proportionalitet mellem vandføring og genluftning.

Vandføringen vil derfor ikke blive betragtet som en primærvariabel på linje med middelstrømhastighed, middeldybde og energigradient (her ækvivalent med vandspejlsfaldet).

Foruden de såkaldte primære variabler, som kan måles direkte, vil en række såkaldt sekundære eller beregnede variablers relation til genluftningen blive vurderet.

Krenkel & Orlob (1962) hævdede, at vandets indhold af potentiel energi gennem turbulensen omdannes til kinetisk energi, som tabes i form af varme. Energitabet kan, defineret som $E = S\ V\ g$, derfor, på samme måde som energigradienten, relateres til genluftningen.

For både Darcy-Weisbach friktionsfaktoren f, se ligning (3.75), og for Mannings ruhedskoefficient n gælder, at relationen til genluftningen ikke er entydig og i det mindste vanskelig at forudsige, idet høje værdier for henholdsvis n og f indikerer stor formruhed og dermed skabelsen af store hvirvler, som påvirker genluftningen

i positiv retning. Omvendt indebærer høje n- og f-værdier stor vanddybde og lav strømhastighed, hvilket virker i negativ retning.

I naturlige kanaler træffes laminær strømning normalt ikke, og opblandingen finder derfor sted ved makroturbulens.

Et mål for hvilken type strømning der træffes, kan fås ved anvendelse af Reynolds tal, som er en dimensionsløs turbulensindikator:

$$R_e = \frac{V\ H}{\nu} \qquad (5.2)$$

Hvor ν er vands kinematiske viskositet. Høje værdier for Reynolds tal er ensbetydende med god turbulens og dermed høje K_2-værdier. Jævnfør kapitlerne 3.12.4 og 3.12.5 introduceredes friktionshastigheden, defineret ved

$$V_* = (H\ S\ g)^{0.5} \qquad (5.3)$$

som en variabel med positiv effekt på genluftningen. Som sådan vil den også blive betragtet her.
Endelig introduceredes Froudes tal,

$$N_F = V\ (g\ H)^{-0.5} \qquad (5.4)$$

af Dobbins (1965), til beskrivelse af den overfladeforøgelse, $(1 + N_F)$ som skyldes turbulensen, og da genluftningen i høj grad er afhængig af fænomener knyttet til interfasen, vil Froudes tal blive vurderet i den samlede analyse af data.
I tabel 5.7 er givet en samlet oversigt over de hydrauliske variabler, som på den ene eller anden måde antages at kunne relateres til et vandløbs genluftningsegenskaber.

Variabel	Symbol	Effekt	Enhed
Middelstrømhastighed	V	pos	$m\ s^{-1}$
Middeldybde	H	neg	m
Energigradient (vandspejlsfald)	S	pos	$m\ m^{-1}$
Mannings ruhedskoefficient	n	neg?	$m^{-0.33}\ s^{-1}$
Darcy-Weisbach friktionsfakt.	f	neg?	dim. løs
Froudes tal	N_F	pos	dim. løs
Energitab	E	pos	$m^2\ s^{-3}$
Friktionshastighed	V_*	pos	$m\ s^{-1}$
Reynolds tal	R_e	pos	dim. løs

Tabel 5.7. Oversigt over de primære og sekundære hydrauliske variabler, som antages at påvirke genluftningen i vandløb. Hvis en forøgelse af værdien af den enkelte variabel også forventes at øge genluftningen, er dens effekt positiv, i modsat fald, negativ.

Med hensyn til temperaturens effekt på K_2-værdien, henvises til kapitel 3.11.1. Hvis K_2-værdien i det følgende ønskes udtrykt ved en anden temperatur end standardtemperaturen 20°C anvendes ligning (3.43).

Den generelle model, som vil blive formuleret i det følgende, kan derfor udtrykkes:

$$K_2 = f\ (V,\ H,\ S,\ n,\ f,\ N_F,\ E,\ V_*,\ \text{og}\ Re) \qquad (5.5)$$

5.4.2 Analyse af genluftningsdata.

Til opstilling af K_2-modellerne er anvendt en lineær mindste kvadraters metode på den logaritmiske transformation af den multiplikative model

$$K_2 = \alpha\ V^{\beta_1} H^{\beta_2} S^{\beta_3} (1+N_F)^{\beta_4} Re^{\beta_5} n^{\beta_6} E^{\beta_7} V_*^{\beta_8} f^{\beta_9} \qquad (5.6)$$

hvor genluftningskonstanten opfattes som den afhængige variabel, og de hydrauliske variabler som de uafhængige. α_1 β_1 β_2, ...β_9 er de ukendte parametre.

Den logaritmiske transformation af (5.6) er:

$$\ln K_2 = \ln \alpha + \beta_1 \ln V + \beta_2 \ln H + \beta_3 \ln S + \beta_4 \ln (1 + N_F) + ... \beta_9 \ln f \qquad (5.7)$$

Parameterestimeringen foregår på computer v.h.a. et Fortranprogram, som er udarbejdet af Mogens Erlandsen, Miljøstyrelsens Ferskvandslaboratorium.

Modelopstillingen foregår trinvis efter følgende procedure. Først efterprøves hver enkelt af modellerne:

$$\ln K_2 = \ln\alpha + \beta_i \ln x_i, \quad i = 1,9 \qquad (5.8)$$

hvor x betegner en uafhængig variabel.

Den model, som giver den mindste residualvarians, er følgelig den bedste, og den pågældende uafhængige variabel afprøves dernæst sammen med hver enkelt af de resterende 8 variabler.

Residualvariansen beregnes som summen af de kvadrerede differenser mellem prognose og observation divideret med antallet af frihedsgrader, som er antal datapunkter minus antal modelparametre.

Kombinationen af de to variabler, som giver den mindste residualvarians, fastholdes, og dernæst afprøves 3 uafhængige variabler osv., indtil der ikke opnås yderligere formindskelse af residualvariansen.

På basis af det store observationsmateriale, hvoraf dog kun K_2-værdier < 500 døgn^{-1} (N=442) er medtaget i analysen, opstilledes 22 multiplikative modeller som angivet ovenfor. I tabel 5.8 er parameterværdier og parametrenes 95% konfidensinterval givet.

For modellen $K_2(20) = \alpha V^{\beta_1}$ er $\alpha = 12.3$ med konfidensgrænserne 12.3/fak - 12.3 x fak, hvor fak beregnes af udtrykket

$$fak = e^{(2\ var^{0.5})}$$

Model K_2(20 klogn^{-1} =	α	β_1	β_2	β_3	β_4	β_5	β_6	β_7	β_8	β_9	Residual varians
αV^{β_1}	12.3	0.157									3.3697
	1.36	1.22									
αH^{β_2}	2.30		-1.23								
	1.14		1.08								0.9837
αS^{β_3}	4777			0.991							
	1.33			1.04							0.6021
$\alpha(1+N_F)^{\beta_4}$	3.63				4.82						
	1.26				2.23						2.5470
αRe^{β_5}	22609					-0.681					
	2.64					1.09					2.1362
αn^{β_6}	9.37						-0.0268				
	1.71						1.21				3.3881
αE^{β_7}	662							0.802			
	1.33							1.05			1.0376
$\alpha V_*^{\beta_8}$	512								1.53		
	2.19								1.35		2.7374
αf^{β_9}	11.0									0.179	
	1.20									1.10	3.2795
$\alpha V^{\beta_1} S^{\beta_3}$	5559	0.123		0.990							
	1.35	1.09		1.04							0.5918
$\alpha H^{\beta_2} S^{\beta_3}$	419		-0.5o3	0.607							
	1.58		1.08	1.06							0.4450

Tabel 5.8. fortsætter

Model K_2(20%)løgn^{-1} =	α	β_1	β_2	β_3	β_4	β_5	β_6	β_7	β_8	β_9	Residual varians
$\alpha S^{\beta_3}(1+N_F)^{\beta_4}$	2427			0.927	1.327						
	1.41			1.05	1.51						0.5513
$\alpha S^{\beta_3} Re^{\beta_5}$	12584			0.919		-0.125					
	1.66			1.05		1.06					0.5760
$\alpha S^{\beta_3} n^{\beta_6}$	2233			1.029			-0.380				
	1.34			1.04			1.08				0.4876
$\alpha S^{\beta_3} E^{\beta_7}$	4195			0.866				0.123			
	1.34			1.10				1.09			0.5918
$\alpha S^{\beta_3} V_{\#}^{\beta_8}$	1318			1.20					-1.01		
	1.38			1.05					1.17		0.4450
$\alpha S^{\beta_3} f^{\beta_9}$	6683			1.06						-1.70	
	1.32			1.04						1.04	0.5177
$\alpha V^{\beta_1} H^{\beta_2} S^{\beta_3}$	398	0.262	-0.579	0.650							
	1.54	1.07	1.08	1.06							0.3970
$\alpha H^{\beta_2} S^{\beta_3}(1+NF)^{\beta_4}$	308		-0.466	0.672	0.949						
	1.59		1.08	1.06	1.44						0.4201
$\alpha H^{\beta_2} S^{\beta_3} Re^{\beta_5}$	10.7		-0.841	0.650		2.62					
	2.96		1.13	1.06		1.07					0.3970
$\alpha H^{\beta_2} S^{\beta_3} n^{\beta_6}$	398		-0.405	0.780			-0.262				
	1.54		1.08	1.06			1.07				0.3970
$\alpha V^{\beta_1} H^{\beta_2} S^{\beta_3}(1+N_F)^{\beta_4}$	509	0.409	-0.655	0.644	-0.841						
	1.62	1.16	1.11	1.06	2.08						0.3932

Tabel 5.8. Multipel lineær regressionsanalyse af 442 K_2-målinger med tilhørende værdier for V, H og S fra litteraturen og fra Gryde å. Under de enkelte parameterestimater er givet den faktor, som divideret og multipliceret med parameterværdien giver 95% konfidensintervallet.

og hvor var er variansen på de estimerede parametre. For parameteren α fås 12.3/1,36 = 9.0 og 12.3 x 1.36 = 16.7 og β_1 = 0.157 med konfidensgrænserne 0.129 og 0.192.

Af de 9 enkeltvis undersøgte hydrauliske variabler forklarer energigradienten mest af K_2-variationen, mens Mannings ruhedskoefficient er den hydrauliske variabel, som giver den største residualvarians.

På næste trin i analysen kombineres S med de øvrige hydrauliske variabler en for en. Den bedste kombination, i betydningen mindste residualvarians er jfr. tabel 5.8 en kombination af H og S. Modellen $K_2(20) = \alpha\ S^{\beta_3}\ V_*^{\beta_8}$ giver af indlysende årsager samme residualvarians fordi V_* jo er defineret som $(g\ H\ S)^{0.5}$, hvilket efter logaritmetransformation resulterer i lineær afhængighed mellem H og S, hvorfor modellen ikke kan forventes at forminske residualvariansen yderligere.

Den bedste model på andet analysetrin bliver derfor $K_2(20) = \alpha\ H^{\beta_2}\ S^{\beta_3}$.

En formindskelse af residualvariansen opnås på næste trin ved at inkludere den tredje primære variabel V i modellen.

Fjerde trin byder ikke på mange muligheder for forbedringer, idet samtlige sekundære hydrauliske variabler, på en undtagelse nær, nemlig $(1 + N_F)$, er kombinationer af 2 eller 3 af de primære variabler, og kombinationer mellem V, H og S, og en eller flere sekundære variabler kan jfr. ovenstående ikke forventes at forbedre modelprognoserne yderligere.

Analysens fjerde trin åbner således kun mulighed for en reduktion af residualvariansen ved inkludering af turbulensindikatoren Froudes tal $(1 + N_F)$. Af tabel 5.8 fremgår, at residualvariansen mindskes, men det sker på bekostning af beregning af en negativ eksponent til $(1 + N_F)$, hvilket er i modstrid med turbulensteori-

en, og 5-parameter modellen må derfor forkastes.

Den model, se fig. 5.10, som giver den bedste beskrivelse af observationsmaterialet bestående af 442 K_2-målinger af V, H og S over et bredt spektrum af vandløb, er altså:

$$K_2(20) = 398\ V^{0.262}\ H^{-0.579}\ S^{0.650} \qquad (5.9)$$

hvor ($K_2(20)$ (døgn^{-1}), V (m s^{-1}), H (m) og S (m m^{-1})) og

med 95% konfidensgrænserne 258-613, 0.245-0.280, -0.536-(-0.625) og 0.613-0.689 på parametrene.

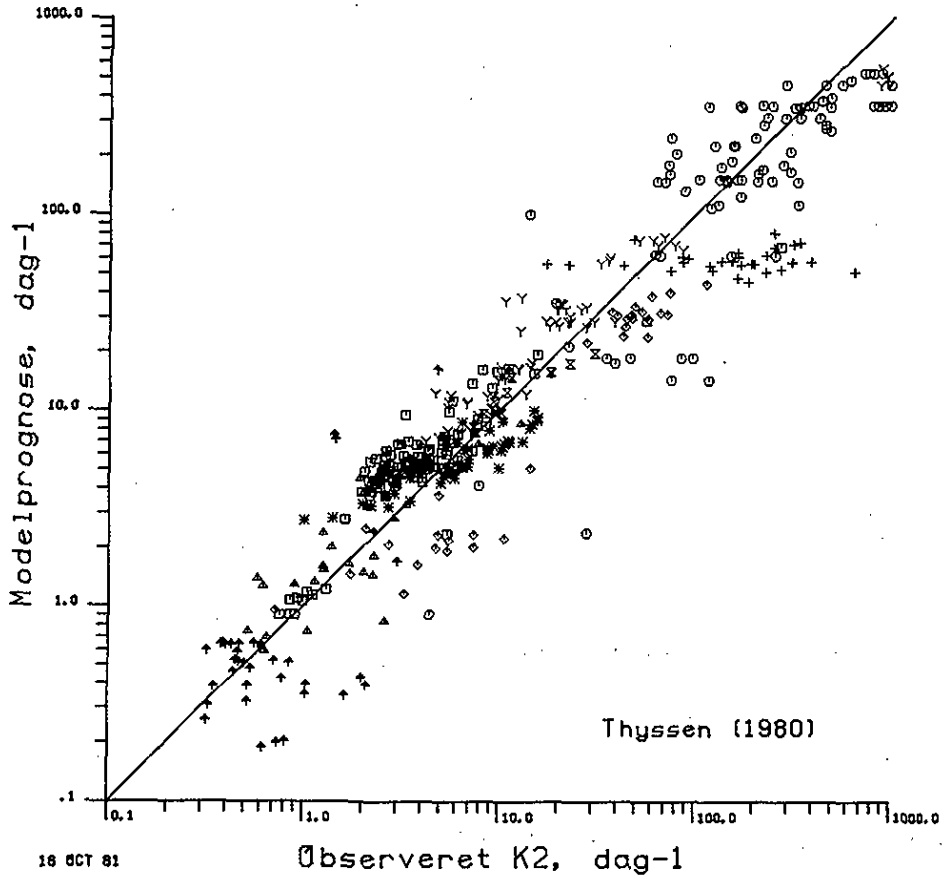

Fig. 5.10. Thyssen (1980) modellens prognoser afsat som funktion af de observerede K_2-værdier.

Ud fra residualvariansens størrelse kan 95% konfidensintervallet for modellens prognoser beregnes. Fremgangsmåden er analog med beregningen af konfidensgrænserne for parametrene. Ved en tilfældig kombination af V, H og S som, indsat i model (5.9), forudsiger en $K_2(20)$-værdi på 1 døgn^{-1} vil 95% konfidensintervallet på $K_2(20)$ være 0.28-3.5 døgn^{-1}, ved $K_2(20)$ = 10 døgn^{-1}, 2.8-35.3 døgn^{-1} og ved $K_2(20)$ = 100 fås et konfidensinterval på 28-353 døgn^{-1}.
Fig. 5.11 indeholder residualerne af de 442 K_2-observationer og model (5.9)'s prognoser. Residualerne er for overskuelighedens skyld afsat som vertikale linjer og ikke som punkter.

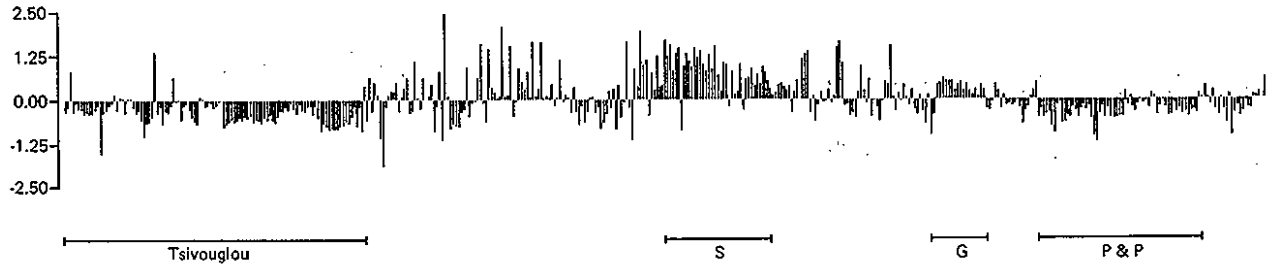

Fig. 5.11. Residualer fra model (5.9)'s pronoser af K_2 på datasættet (N=442) beregnet ud fra ligning (5.1). Bemærk at modellen næsten konsekvent overstimerer K_2 i de af Tsivouglou og Parkhurst & Pomeroy (P & P) undersøgte vandløb, mens det bemærkes, at K_2-værdierne i Summit Greek (S) og Gryde å (G) underestimeres.

Et iøjnefaldende træk ved denne model er, jfr. fig. 5.10 og 5.11, at den overestimerer K_2 (=negative residualer) for visse datasæts vedkommende, mens den underestimerer K_2 i andre vandløb. Kun få af de undersøgte vandløbs K_2-værdi kan forudsiges nøjagtigt ved anvendelse af denne model.
For de danske vandløbs vedkommende giver modellen rimelige prognoser af genluftningen i Holme å og Suså, mens den klart underestimerer K_2 i Gryde å. Underestimering er endvidere meget udtalt

i Summit Greek, som er undersøgt af Chen & Davis (1975). For det store genluftningsmateriale, indsamlet af Tsivouglou & Wallace (1972) og Parkhurst & Pomeroy (1972), noteres en generel overestimering ved anvendelse af model (5.9).

Det må derfor konkluderes, at selv om modellen giver en bedre statistisk korrelation, mellem primære hydrauliske variabler V, H og S og K_2-værdier fra mere end 25 forskellige vandløb med en K_2-variation fra 0.25 til 500 døgn^{-1}, end samtlige øvrige undersøgte modeller fra litteraturen, så kan genluftningsparameteren ikke forudsiges med en acceptabel sikkerhed ved anvendelse af den generelle model.

Fuldstændig analogt hermed er opstillet en række modeller, som bedre end andre forudsiger værdien af genluftningskonstanten i danske, makrofytrige vandløb. Der er i denne delundersøgelse anvendt 56 datasæt fra henholdsvis Gryde å, Holme å og Suså/Sneslev å.

Modellen med den mindste residualvarians (=0.0373) var:

$$K_2(20) = 27185\ V^{0.931}H^{-0.692}\ S^{1.09} \qquad (5.10)$$

hvor ($K_2(20)$ (døgn^{-1}), V (m s^{-1}), H (m) og S (m m^{-1})).

95% konfidensgrænserne på parametrene er i dette tilfælde beregnet til: 13177-56085, 0.776-1.117, -0.617-(-0.776) og 0.966-1.230, mens 95% konfidensintervallet for en K_2-prognose på 1.0 døgn^{-1} er 0.68 - 1.47 døgn^{-1}. Hvis K_2-prognosen i stedet er 10 døgn^{-1} fås 6.8 - 14.7 osv.

Forskellen mellem denne models prognoser og aktuelle K_2-værdier i danske vandløb er vist i fig. 5.12, og det fremgår klart, at der for denne models vedkommende ikke kan konstateres systematiske af-

vigelser, som tilfældet var i fig. 5.11, og at modellen fremsætter både nøjagtige og præcise prognoser.

Afslutningsvis foretoges den samme beregningsprocedure på Gryde å-materialet, med det resultat, at følgende model gav den mindste residualvarians:

$$K_2(20) = 228\ V^{0.517}\ H^{-1.01}\ S^{0476} \qquad (5.11)$$

Imidlertid er variationen i de primære hydrauliske variabler ringe i Gryde å sammenlignet med variationen i hele materialet fra danske vandløb. Regression på datamateriale med ringe variation i den/de uafhængige variabel(ler) kan i bedste fald resultere i dårligt bestemte parametre og i værste fald (se Lau 1972) absurde sammenhænge. For Gryde å's vedkommende opnås dårligt bestemte parametre, og det anbefales derfor, at kun model (5.10) anvendes til fremsættelse af K_2-prognoser i makrofytrige lavlandsvandløb.

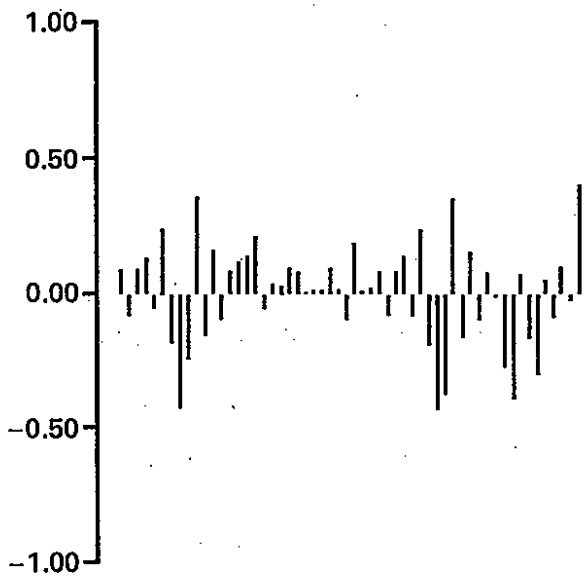

Fig. 5.12. Residualer for model (5.10) anvendt på 56 K_2-observationer fra danske vandløb.
Bemærk at skalaen ikke er den samme som i fig. 5.11.

6. Bestemmelse af biologiske processers hastigheder ud fra frivandsmålinger af opløst oxygen.

6.1. Introduktion.

Energirelationerne i et vandløbsøkosystem er ekstremt komplekse, og et koordineret studium af dem har kun undtagelsesvis fundet sted (Odum 1957, Fisher & Likens 1973). Det totale energibudget, kvaliteten af den energi som tilføres og især energiens oprindelsessted er af overordentlig stor betydning for vandløbets tilstand.

I modsætning til søerne er energiomsætningen i vandløb nemlig i væsentlig grad baseret på allochtont materiale, mens den på autochtont baserede omsætning som regel er af mindre betydning. Hvis vandløbet er stærkt beskygget af en kraftig bredvegetation f.eks. skov, vil stort set hele energitilførslen ske i form af allochtont materiale. Hvis vandløbet derimod er lysåbent og har stor bredde i forhold til dybde, vil den autochtone produktion energimæssigt være af ikke uvæsentlig betydning (Westlake et al. 1972, Cummins 1977, Naiman & Sedell 1980 og Vannote et al.1980).

Intentionerne med denne delundersøgelse har været at klarlægge makrofyternes rolle i stofomsætningen i et lysåbent og uforurenet lavlandsvandløb, med hovedvægten lagt på oxygenproduktionen.

Til bestemmelse af makrofytproduktionen er benyttet traditionelle biomasseafhøstninger, mens frivandsmålinger af opløst oxygen har dannet baggrund for beregninger af vandløbsøkosystemets totalomsætning.

Endvidere er forholdet mellem den autochtone og allochtone stoftilførsel, og deres respektive betydning for omsætningen i systemet, vurderet ved beregninger af P/R-forholdet, som er en indika-

tor for systemets grad af autotrofi eller heterotrofi. Endelig er bruttoprimærproduktionen relateret til den vigtigste produktionsregulerende faktor, energiindstrålingen.

6.2. Materialer og metoder.

Som forsøgsvandløb blev benyttet Gryde å, og målestationerne 4 og 5 var de samme, som blev anvendt ved 1977-delundersøgelsen, og som omfattede direkte indgreb i systemet i form af successiv vegetationsfjernelse og effekten heraf på stofomsætningen, Miljøprojekter 30, 1980.

Måleprogrammet igangsattes primo maj 1979 og omfattede næsten kontinuerlig måling af opløst oxygen og vandtemperatur på begge stationer, mens målinger af lysindstråling (400 - 700 nm) og atmosfæretryk kun blev foretaget på nedstrøms station.

Data blev indsamlet og registreret som beskrevet hos Thomsen & Thyssen (1979). Efter konvertering fra volt til passende fysiske enheder og komprimeret til halvtime værdier i laboratoriets computer, blev data lagret på magnetplade til senere analyse. Den omfattede beregning af følgende metaboliske processer: Bruttoprimærproduktion, totalrespiration, nettoprimærproduktion, fotosyntese-effektivitet og P/R - forhold ud fra døgnkurver for opløst oxygen.

Siden Odum (1956) udviklede sin nu legendariske metode til bestemmelse af vandløbsprocessernes hastigheder, i form af en finit-differens approksimation til massebalanceligningen (2.9), har såvel Owens (1974) som Hornberger & Kelly (1973) vurderet dens fordele og fejlkilder, mens Kelly et al. (1974, 1978) har foretaget en sammenligning mellem finit-differensapproksimationen og en analytisk løsning af ligning (2.9) med en Fourier-cosinusserie (6.1) substitueret for (P - R).

$$(P - R) = \frac{A_o}{2} + \sum_{n=1}^{N} A_n \cos(n\omega t) \qquad (6.1)$$

hvor A_o, A_1, ... A_n er Fourierkoefficienterne og

$$\omega = \frac{2\pi}{48}$$

Valget af en periode på 48 timer forhindrer, at cosinusserien giver samme værdi for (P - R) ved forsøgsdøgnets begyndelse og afslutning.

Integrationen af ligning (2.9) med (6-1) substitueret giver jfr. Kelly et al. (1974)

$$C_{j+\delta} = e^{-K_2\delta} C_j + \frac{1}{e^{K_2 t_{j+\delta}}} \int_{t_j}^{t_{j+\delta}} e^{K_2 t} C_s(t)dt + \frac{A_o}{2K_2}(1-e^{-K_2\delta})$$

$$+ \sum_{n=1}^{N} \frac{A_n}{K_2^2 + (n\omega)^2} \left((K_2\cos(n\omega t_{j+\delta}) + n\omega\sin(n\omega t_{j+\delta})) \right.$$

$$\left. - e^{-K_2\delta} (K_2\cos(n\omega t_j) + n\omega\sin(n\omega t_j)) \right) , \qquad (6.2)$$

hvorved man, under forudsætning af at A = 0, får udtrykt oxygenkoncentrationen, $C_{j+\delta}$ på nedstrøms station, som en funktion af koncentrationen, C_j på opstrøms station, δ timer forinden. Foruden at være en funktion af opholdstiden (δ) mellem to stationer, er $C_{j+\delta}$ således også en funktion af de ubekendte Fourierkoefficienter og genluftningskonstanten K_2.

Ligning (6.2) kan derfor fremstilles i en mere overskuelig form som

$$C_{j+\delta} = f\ (C_j,\ \delta,\ K_2,\ A_o,\ A_1\ \ldots\ldots\ A_n) \qquad (6.3)$$

og med målinger af $C_{j+\delta}$, C_j, δ og K_2 er det muligt, ud fra ligning (6.3), at bestemme de ubekendte Fourierkoefficienter ved følgende procedure:

På grundlag af en måling af C_j på opstrøms station kan koncentrationen $C_{j+\delta}$ på nedstrøms station, δ timer senere, forudsiges v.h.a. ligning (6.2 eller 6.3). Opstilling af 49 prognoser af denne type, en for hver halvtimeværdi i døgnet, muliggør en bestemmelse af Fourierkoefficienterne, idet $C_{j+\delta}$-koncentrationen er målt, og ved hjælp af en mindste kvadraters metode minimeres kvadratsummen af differensen mellem de forudsagte og målte $C_{j+\delta}$-værdier. Herved dannes et sæt ligninger, normalt 8-10, hvor de ubekendte er Fourierkoefficienterne. Ligningssystemet løses nemt v.h.a. computer og med estimerede parametre (Fourierkoefficienter) beskriver ligning (6.1) nettoprimærproduktionens døgnvariation ved en kontinuert funktion, bestemt ud fra aktuelle måledata (fig. 2.2), og ikke ved en forud valgt idealfunktion (f.eks. en sinuskurve, O'Connor & DiToro (1970)).

Normalt er de målte koncentrationsforskelle, mellem to tætliggende målestationer (opholdstid < ca. 1 time) i et ubelastet vandløb, ubetydelige.

Hvor dette er tilfældet kan man betragte vandløbet som et system, hvor oxygensvingningerne overalt er de samme, så i stedet for at følge koncentrationsændringen i strømretningen kan man betragte koncentrationsændringen i tiden, på en enkelt station.

Den første betragtningsmåde er den, som går under navnet "to-stationsmetoden" og den sidstnævnte under betegnelsen "enkelt-stationsmetoden".

6.2.1 Nettoprimærproduktionen, P-R.

24-timers integralet af ligning (6.1), (fig. 6.1) giver (P-R) direkte i g O_2 m^{-3} døgn^{-1}. Med kendskab til den betragtede vandløbsstrækning middeldybde, kan der foretages en omregning til enheden g O_2 m^{-2} døgn^{-1}.

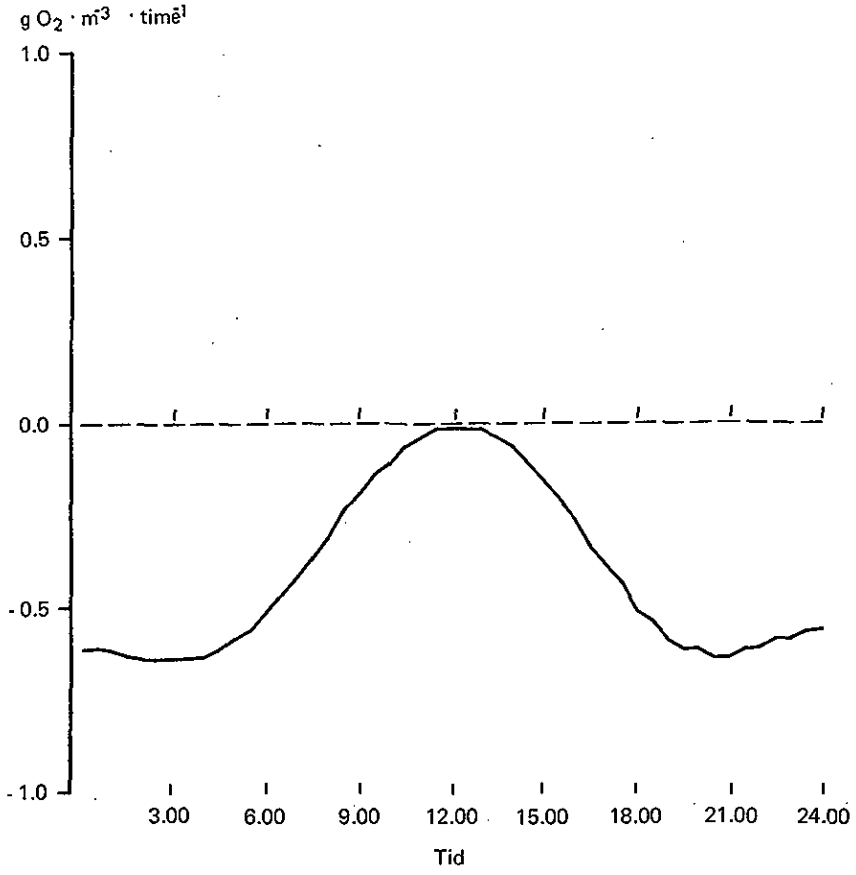

Fig. 6.1. Nettoprimærproduktionen (P-R) afbildet som funktion af tiden. Enkelt-stationsanalyse af data fra Gryde å, 24. sept. 1977.

6.2.2 Totalrespirationen, R.

Nettoprimærproduktionsfunktionen (6.1) repræsenterer i nattimerne (P=0) vandløbets totalrespiration. Denne antages også at repræsentere respirationen i dagtimerne (Kelly et al. 1978).

6.2.3 Bruttoprimærproduktionen, P.

Den af planterne producerede og til vandfasen frigivne oxygenmængde (P) fås ved addition af nettoprimærproduktionen (P-R) og vandløbets totalrespiration (R).

6.2.4 Fotosynteseeffektiviteten.

Et økosystems udnyttelse af den tilførte lysenergi kan defineres som den energimængde, som gøres tilgængelig for planterne i form af ATP og reduceret NADP ved fotosyntesens lysprocesser pr. modtaget lysenergienhed. Defineret således er antallet af de dannede højenergi-bindinger proportional med den frigjorte oxygenmængde, og fotosynteseeffektiviteten kan derfor udtrykkes som P/I (g O_2 m^{-3} $langley^{-1}$), hvor I betegner integralet af den fotosynteseaktive indstråling (400 - 700 nm) over døgnet. I er i denne undersøgelse målt ca. 2 m over vandoverfladen.

6.2.5 Bestemmelse af makrofytbiomassen.

De submerse makrofyters "overjordiske" biomasse bestemtes 10 gange i løbet af forsøgsperioden. Prøvetagningsstrategien var tilpasset makrofyternes uensartede fordeling i vandløbet og indebar udtagning af 66 enkeltprøver, fordelt tilfældigt over forsøgsstrækningen. Prøverne udtoges v.h.a. et skarpslebet PVC-rør med en diameter på 25 cm (areal = 0.049 m^2). Med en ligeledes skarpslebet hakke blev planterne inde i røret skåret af, umiddelbart over sedimentet, hvorefter røret løftedes og det drivende plantemateriale blev samlet op i en stor ketsjer.

Efter hjemkomsten til laboratoriet blev plantematerialet fra hver enkelt prøve renset og tørret til konstant vægt ved 105°C, for til sidst at blive vejet.

6.2.6 Vandkemi.

Vandprøver er udtaget over en 4-årig periode, med henblik på bestemmelse af pH, ledningsevne og alkalinitet. Endvidere er vandprøverne analyseret for indhold af næringssaltene NH_3-N, NO_2-N, NO_3-N og PO_4-P samt for totalfraktionerne af N og P. Prøvetagningen foregik i årene 1977 og 78, med uregelmæssige mellemrum, mens der i årene 1979 og 80. så vidt muligt, udtoges vandprøver hver fjortende dag.

Samtlige analyser er udført som foreskrevet i Dansk Standard.

6.3 Resultater og diskussion.

6.3.1 Fysisk/kemiske forhold.

Vandtemperaturen nåede i perioden maj 1979 til april 1980 et minimum den 9. febr. på 0.0°C og et maksimum på 16.1°C den 5. juli. Den laveste oxygenkoncentration måltes til 6.07 mg l^{-1} den 23. juni og maksimumskoncentrationen 12.65 mg l^{-1} måltes den 16. juni.

I fig. 6.2 er vist resultaterne af pH-målingerne, $6.90 \leq pH \leq 7.93$, og bortset fra en lav værdi i juli måned 1978 fluktuerer pH-værdien omkring en middelværdi på 7.50, uden tydelig relation til årstiden, men med en svag tendens til forhøjet pH i forårsmånederne, hvilket især er tilfældet i årene 1979 og 80.

Ledningsevnen (se fig.6.3) fluktuerer i intervallet 187-281 $\mu S\ cm^{-1}$, med en middelværdi på 235. Der kan ikke, for denne tilstandsvariabel påvises nogen sæsonmæssig variation.

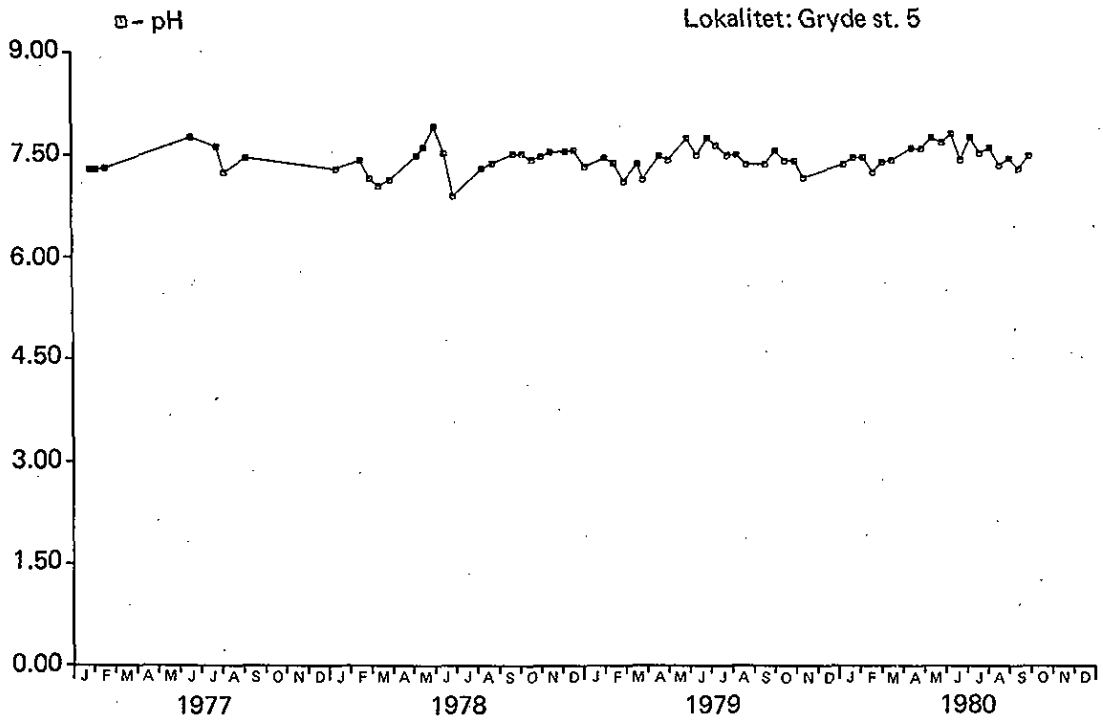

Fig. 6.2. pH-variationen i Gryde å i perioden 1977-80.

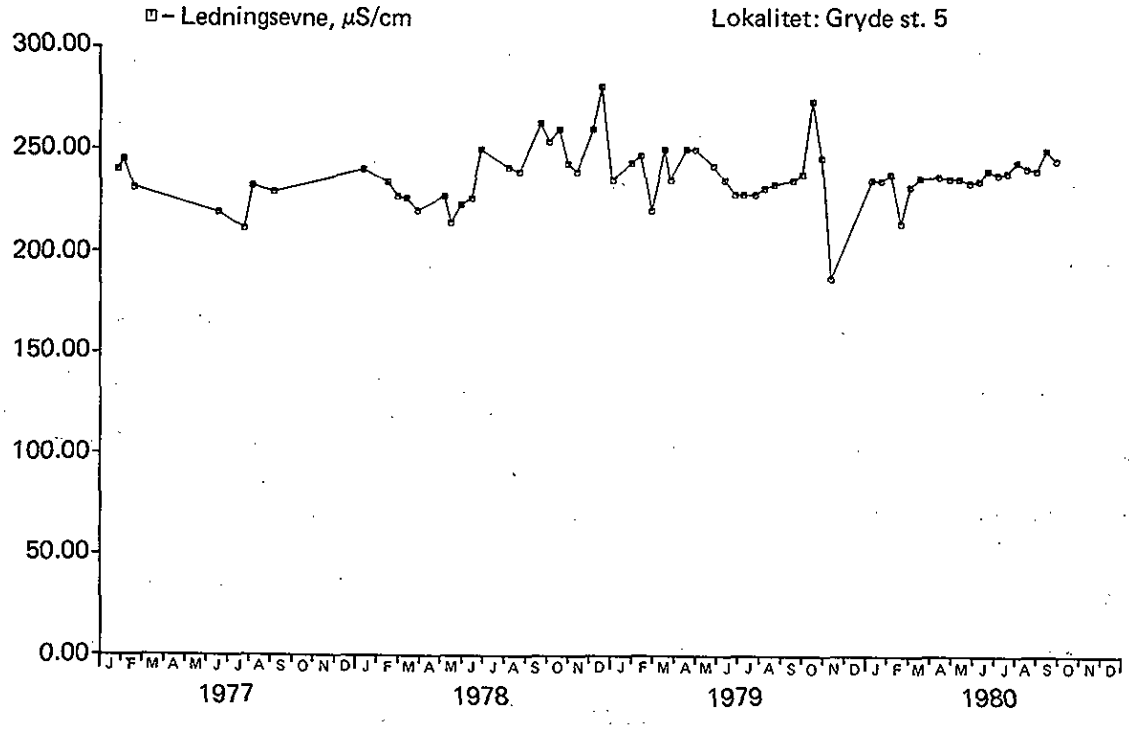

Fig. 6.3. Ledningsevne-variationen i Gryde å i perioden 1977-80.

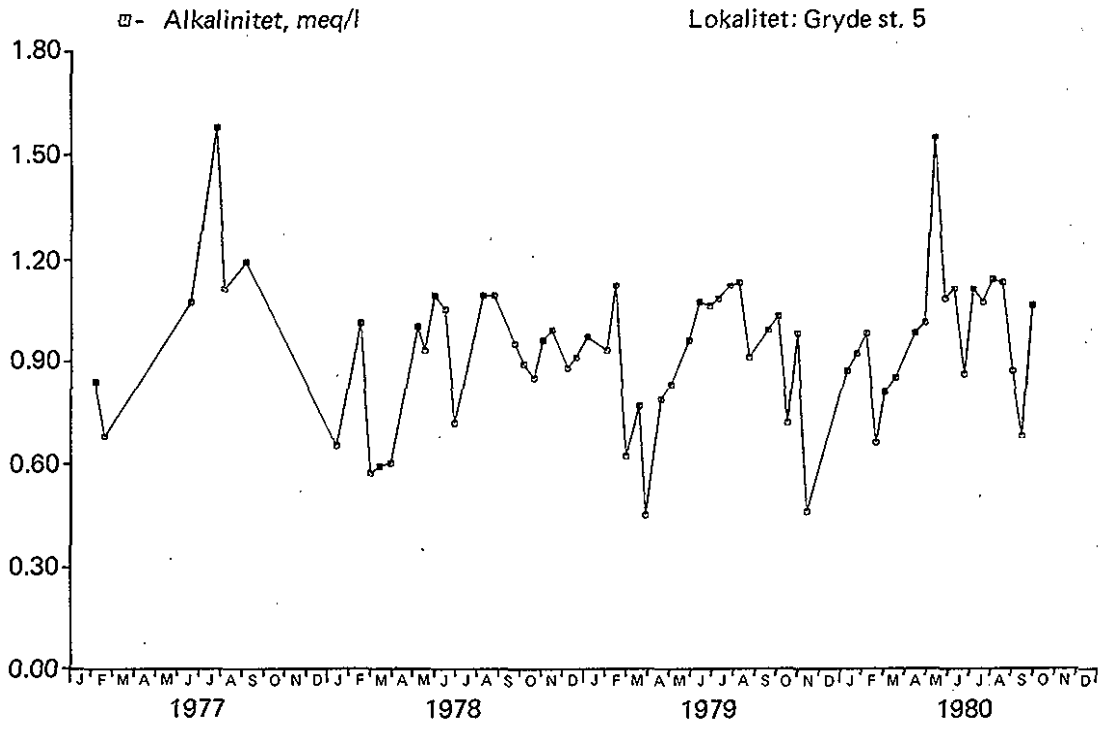

Fig. 6.4. Alkalinitets-variationen i Gryde å i perioden 1977-80.

Alkaliniteten (se fig 6.4) svinger mellem 0.45 og 1.58 meq l^{-1}, med de laveste værdier i forbindelse med forårsafstrømningen og høje sommerværdier ved lav vandføring.

Kvælstoffraktionerne varierer indenfor følgende koncentrationsgrænser: $0.003 \leq NO_2\text{-}N \leq 0.026$ mg l^{-1}, $0.002 \leq NH_3\text{-}N \leq 1.35$ mg l^{-1}, $0.49 \leq NO_3\text{-}N \leq 4.67$ mg l^{-1} og $0.59 \leq$ total-N ≤ 5.08 mg l^{-1}, og der bemærkes, for de tre sidstnævntes vedkommende, en udpræget sæsonvariation (se fig. 6.5). Nitrit-N koncentrationen er tilnærmelsesvis konstant over forsøgsperioden (middelværdi = 0.011 mg l^{-1}) og er derfor ikke afbildet i fig. 6.5.

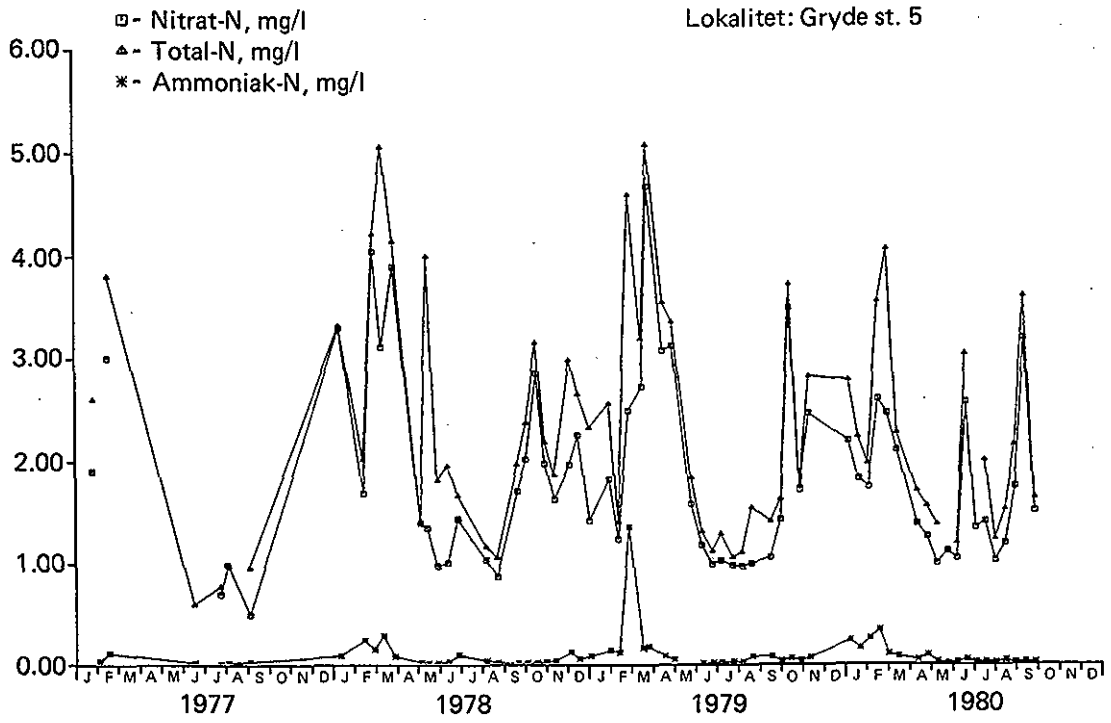

Fig. 6.5. Kvælstofkomponenternes variation i Gryde å i perioden 1977-80.

For de øvrige kvælstofkomponenter indtræder maksimumskoncentrationerne i månederne februar, marts og april, og tidspunktet er sammenfaldende med de store forårsafstrømninger.

Årsagen til forøgelsen i indholdet af total-N i disse måneder ses fortrinsvis at være en meget stor forøgelse af nitrat-koncentrationen. Kun i et enkelt tilfælde, ultimo februar 1979, er en forøgelse af ammonium-koncentrationen ansvarlig for stigningen i total-N, og i et par tilfælde medio maj 1978 og primo marts 1980 forårsages stigningen i total-N af et forøget indhold af organisk kvælstof. Den organiske fraktion er ellers bemærkelsesværdig konstant og udgør, taget som middelværdi over sommerperioderne, 12%

af total-N, hvilket viser, at tilførslen af organisk spildevand til vandløbet er negligibel. Derimod afslører de høje nitratkoncentrationer i vinter- og forårsmånederne en vis landbrugspåvirkning af systemet.

For hverken ortho-P eller total-P (fig. 6.6) kan der uddrages nogen sæsonvariation. Variationsbredden er for ortho-P fra 1o til 53 µg l^{-1} og for total-P, 13-82 µg l^{-1}. Indholdet af organisk bundet fosfor er endvidere meget variabelt. Set i relation til total-P udgør den organiske fraktion mellem 1o og 55%.

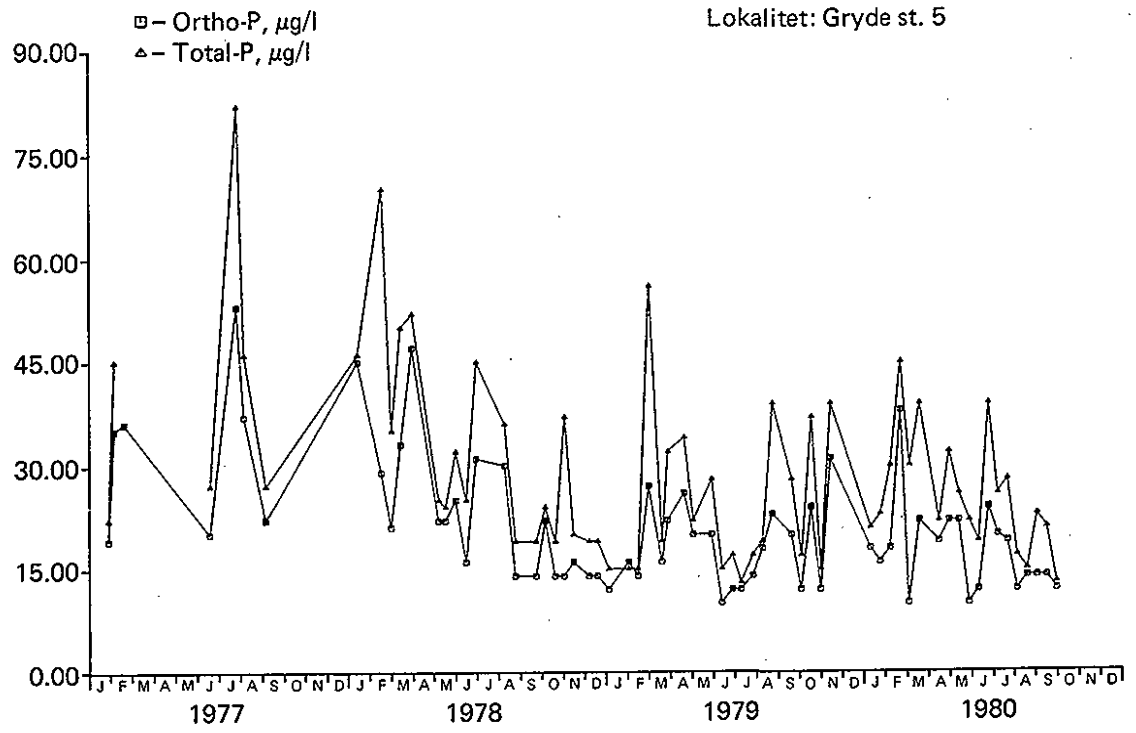

Fig. 6.6. Fosforkomponenternes variation i Gryde å i perioden 1977-80.

6.3.2 Makrofytproduktion.

Der er på den 3200 m lange forsøgsstrækning noteret 17 arter af submerse makrofyter, samt adskillige arter af trådformede alger og en enkelt art af slægten Nitella.

I tabel 6.1 er givet en oversigt over artssammensætningen.

Potamogeton natans L.	D
Berula erecta (Huds.) Coville	D
Ranunculus peltatus (Schrank.) Dum.	D
Myriophyllum alterniflorum DC.	H
Sparganium sp.	H
Callitriche ssp.[a]	D
Glyceria maxima (Hartm.) Holm.	H
Potamogeton praelongus. Wulf.	S
Scirpus lacustris L.	H
Mentha aquatica L.	H
Montia fontana L.	S
Myosotis palustris L.	H
Helosciadium innundatum (L.) Rchb.	S
Veronica anagallis-aquatica L.	H
Lemna trisulca L.	H
Nuphar luteum (L.) Sm.	S

Tabel 6.1. Oversigt over de, i Gryde å, fundne submerse makrofyter, samt deres relative hyppighed. Til vurdering af hyppigheden er anvendt en arbitrær skala, hvor D angiver almindelig forekomst, H hist og her og S sjælden undertiden kun enkeltfund.

[a] Der er noteret to arter af slægten Callitriche: C. cophocarpa Sendtn. og C. hamulata Kütz.

Skønt undersøgelsen ikke har omfattet epifytkomplekset, er der konstateret et rigt udviklet epifytsamfund med følgende dominerende algeslægter: Cladophora, Closterium, Cocconeis og Fragilaria.

Den submerse makrofytbiomasses årsvariation, i perioden maj 1979 til april 1980, er givet i fig. 6.7. Totalbiomassen forøges hurtigt i starten af perioden, fra 89 g dw m^{-2} primo april til et maksimum (= 17o g dw m^{-2}) primo juli. Herefter er biomassen konstant i ca. 3 måneder for så at henfalde med næsten konstant hastighed, indtil et minimum (= 37 g dw m^{-2}) nås ultimo februar, og en ny vækstsæson påbegyndes.

I de vandløb hvor makrofytbiomassen består af arter, som dør bort om vinteren, kan nettoprimærproduktionen bestemmes ved en afhøstning på det tidspunkt, hvor biomassen er maksimal (Westlake 1965). I det aktuelle tilfælde, hvor der findes en overvintrende biomasse af arterne Berula erecta, Ranunculus peltatus og Callitriche ssp, kan nettoprimærproduktionen fås approksimativt ved integration af ΔB-kurven i fig. 6.7 (=arealet af det skraverede område) til 63.5 g dw m^{-2} $år^{-1}$. Denne værdi betegner dog en minimumsværdi , idet der ikke er kompenseret for tab ved mortalitet eller nedstrøms drift af plantemateriale.

Nettotørstofproduktionen kan dernæst konverteres til den ækvivalente oxygenmængde under antagelse af, at 1 g = o.318 g org. C (Hannan & Dorris 197o) og at PQ = 1.

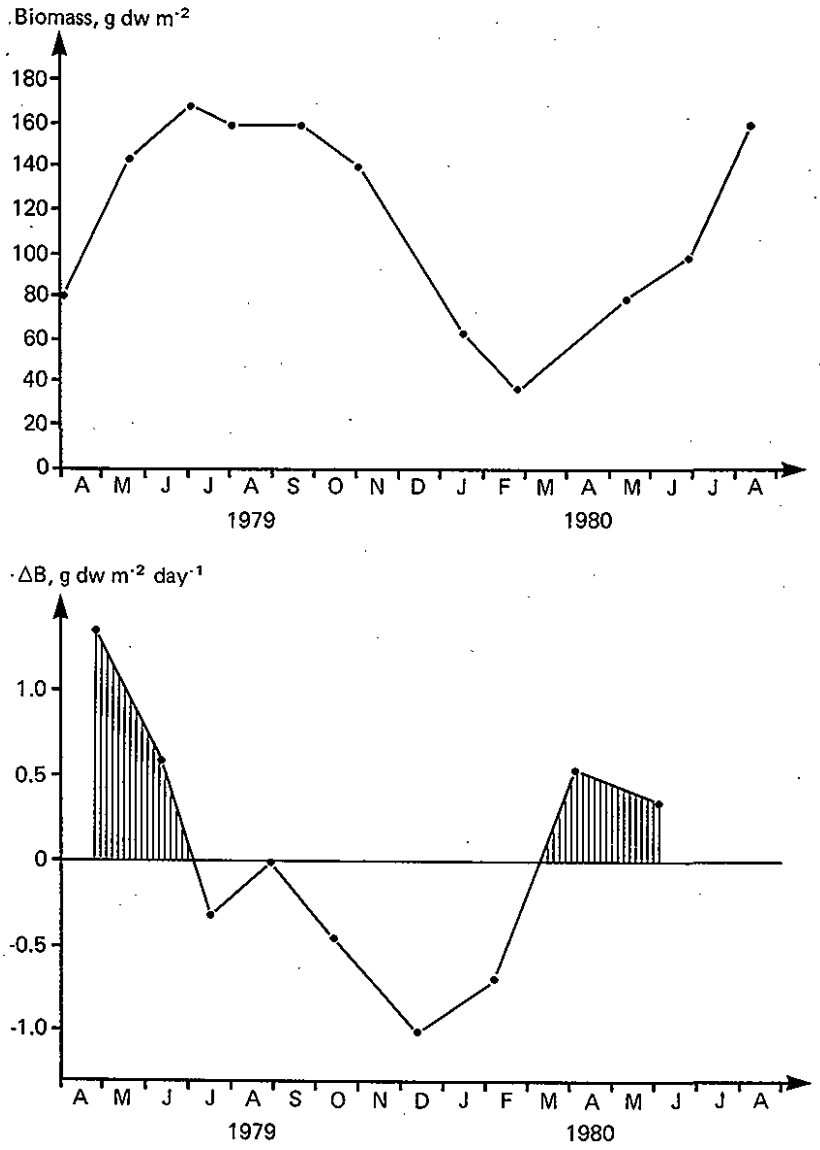

Fig. 6.7. Biomassedata fra Gryde å, strækning 4-5. Øverste kurve viser makrofytbiomassens årsvariation. Nederst er vist nettotilvæksten pr. døgn. Det skraverede areal angiver de submerse makrofyters nettoprimærproduktion.

Nettooxygenproduktionen fås da til 53.8 g O_2 m^{-2} $år^{-1}$ eller ifølge Fisher & Carpenter (1976), der angiver en gennemsnitsværdi på 2.14 for forholdet mellem submerse makrofyters brutto/nettoprimærproduktion, en oxygenbruttoprimærproduktion på 115 g m^{-2} $år^{-1}$.

6.3.3 Økosystemmetabolisme.

Årstidsvariationen for vandløbsprocesserne: Bruttoprimærproduktion P, totalrespiration R, fotosynteseeffektivitet og P/R er givet i figurerne 6.8 til 6.11, hvor det bemærkes, at processerne er defineret på volumenbasis i stedet for arealbasis. Arealbaserede stofomsætningshastigheder er af sammenligningsmæssige årsager klart at foretrække, men i nærværende arbejde har forskellige omstændigheder, såsom vedvarende isbelægning i det rør, hvor en flyder registrerer vandstanden, og manglende kommunikation mellem computer og det magnetbånd, hvor vandstandsobservationerne var lagret, desværre umuliggjort, at der har kunnet fremskaffes oplysninger om vandstandsfluktuationerne i hele forsøgperioden. Det er derfor skønnet, at en volumenbaseret proceshastighedsangivelse for hele året er rimeligst, selv om der på visse tidspunkter kunne foretages en konvertering til arealbasis. Af fig. 6.8 fremgår, at bruttoprimærproduktionen stiger stærkt i maj og juni, fra ca. 8 g O_2 m^{-3} døgn^{-1} i begyndelsen af maj, til maksimumsværdien 26 g O_2 m^{-3} døgn^{-1}, som nås den 18. juni. I midten af juli måned bemærkes et begyndende fald i bruttoprimærproduktionen, et fald som fortsætter jævnt, indtil vinterniveauet ($\sim$ 1 g O_2 m^{-3} døgn^{-1}) nås i begyndelsen af november, og P antager fra nu af den samme lave værdi frem til marts, hvor en ny stigning indtræder. Ultimo april er P = 7 g O_2 m^{-3} døgn^{-1} eller af samme størrelsesorden som ved forsøgsperiodens start et år forinden.

Totalrespirationen R udviser samme årsforløb som P, med maksimumsværdi på 32.5 g O_2 m^{-3} døgn^{-1} den 18. juli og minimum (8-1o g O_2 m^{-3} døgn^{-1}) i månederne februar-marts, smlg. fig. 6.8 og 6.9.

Opsummeres den daglige bruttoprimærproduktion og totalrespiration på måneds- og årsbasis (se tabel 6.2), kan der foretages en be-

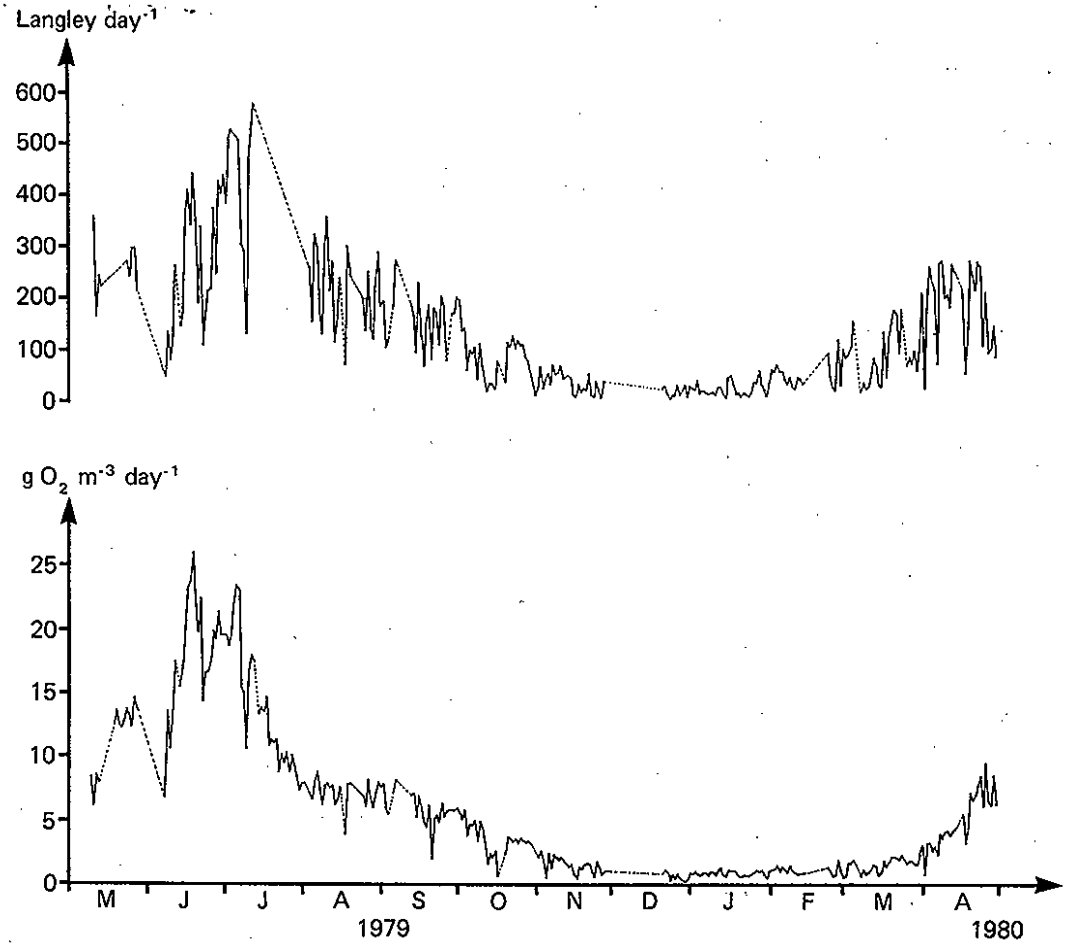

Fig. 6.8. Bruttoprimærproduktionens og lysindstrålingens årsvariation på strækning 4-5 i Gryde å i perioden maj 79 til april 8o.

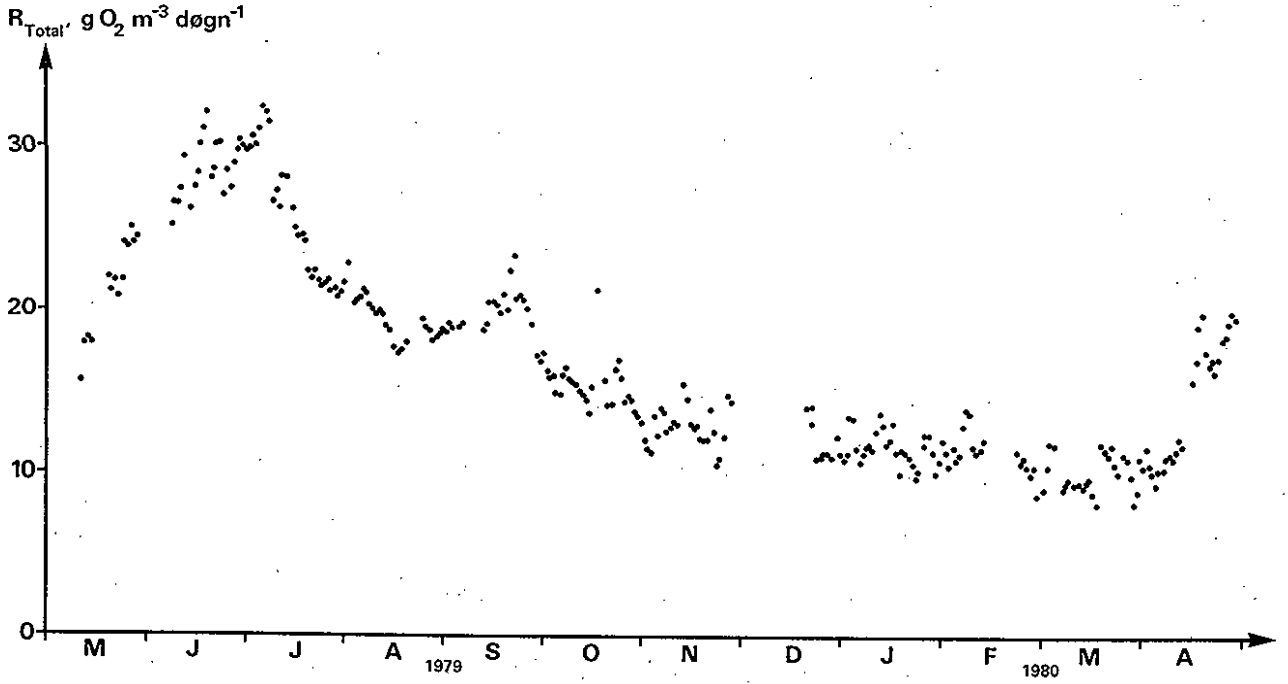

Fig. 6.9. Totalrespirationens årsvariation på strækning 4-5 i Gryde å i perioden maj 79 til april 8o.

	P		R	P/R
	g O_2 m^{-3} måned^{-1}	% af total	g O_2 m^{-3} måned^{-1}	
maj	324.3	15.6	640.9	0.51
juni	511.4	24.6	837.4	0.61
juli	424.4	20.4	786.2	0.54
august	215.2	10.3	565.3	0.38
sept.	177.2	8.5	587.7	0.30
okt.	103.1	5.0	483.8	0.21
nov.	43.7	2.1	392.8	0.11
dec.	21.1	1.0	374.2	0.06
jan.	26.9	1.3	362.1	0.07
febr.	31.7	1.5	335.3	0.09
marts	49.1	2.4	315.6	0.16
april	151.9	7.3	435.0	0.35
sum	2080.0	100.0	6116.3	P/R = 0.34

Tabel 6.2. Integrerede månedsværdier for P og R i Gryde å i perioden maj 79 til april 80.

Vandløb	P	P_{mak}	P_{mak} i % af P	Reference
	g O_2 m^{-2} $år^{-1}$	g O_2 m^{-2} $år^{-1}$		
Silver Springs	5064	1520	30	Odum 1957
Red Cedar River	188	21	13	King & Ball 1967
Thames River	1080	12.5	1.2	Mann et al. 1970
Bere Stream	824	149	18	Westlake et al. 1970
Fort River	650	59.9	9.2	Fisher & Carpenter 1976
Gryde å	1248	115	9.2	

Tabel 6.3. Makrofytandelen af forskellige vandløbs totale brutto-primærproduktion.

regning af makrofyternes rolle i vandløbets omsætning. Værdierne for de døgn, hvor der ikke eksisterer oxygenmålinger, er fundet ved interpolation. For december måned er middelværdien af de beregnede værdier antaget at være repræsentativ for hele måneden. Gryde å's årlige bruttoprimærproduktion kan på denne måde beregnes til 2o8o g O_2 m^{-3} eller, ved en middeldybde på o.6 m, 1248 g O_2 m^{-2} $år^{-1}$. Det skal i denne sammenhæng præciseres, at 6o.6 % af årsproduktionen finder sted i månederne maj, juni og juli. Sammenholdes den årlige totalproduktion med makrofytbidraget ses, at makrofyternes fotosyntese udgør 9.2% af økosystemets fotosyntetiske oxygenproduktion. Undersøgelser fra udlandet har også vist, at makrofyter kun spiller en underordnet rolle i vandløbets stofomsætning, se tabel 6.3, hvoraf det fremgår, at produktionsforholdene i Gryde å falder omtrent midt i det rapporterede spektrum.

Makrofyters rolle i såvel Gryde å's som andre vandløbs stofomsætning er således primært at betragte som værende af indirekte art, idet produktionen for det første er relativ beskeden, og for det andet udnyttes den kun i ringe omfang af herbivore organismer (Sozska 1975).

Omkring 9o% af primærproduktionen i Gryde å kan derfor tilskrives perifytiske organismer, (der har ikke kunnet påvises noget fytoplankton i vandløbet). Medvirkende til denne gruppes succes er makrofyternes forøgelse af arealet af tilgængeligt substrat. Da det desuden er påvist, at beskygning af epifytbevoksninger hæmmer makrofytfotosyntesen (Sand-Jensen 1977), og at høje næringssaltkoncentrationer i vandfasen i højere grad fremmer forekomsten af epifyter end makrofyter (Cattaneo & Kalff 198o), konkluderes det, at makrofytandelen af stofproduktionen i Gryde å er større her end i de fleste danske vandløb.

Omregnes den autotrofe oxygenproduktion på 1248 g m^{-2} $år^{-1}$ til organisk C fås, for PQ = 1, at bruttoprimærproduktionen er 468 g org. C m^{-2} $år^{-1}$ eller kun 34% af den totale stofomsætning (se tabel 6.2) i systemet, hvis funktion derfor i hovedsagen må være baseret på en allochton stoftilførsel. Sammenligning af oxygenbaserede proceshastigheder fra forskellige undersøgelser er vanskelig, idet de fleste undersøgelser, af denne art, kun har omfattet relativt få produktionsmålinger pr. år, imellem hvilke der, for at beregne årsproduktionen, er foretaget interpolation. Af fig. 6.8 fremgår, at denne fremgangsmåde kan føre til fejlagtige konklusioner på grund af den store variation fra dag til dag.

Desuden må der, jfr. diskussionen i kap. 5 af valget af hydraulisk model og jfr. diskussionen af numerisk differentiations svagheder, f.eks. i forbindelse med anvendelsen af den meget populære topunktsmetode til K_2-bestemmelse, sættes spørgsmålstegn ved en række af de publiserede P og R-værdiers nøjagtighed.

6.3.4 P/R-forholdet.

Forholdet mellem bruttoprimærproduktion og totalrespiration er altid mindre end én (fig. 6.11). Maksimumsværdien o.8 nås i juni måned, mens værdier <o.1 er reglen i vintermånederne: December, januar og februar. Årsgennemsnittet fås af tabel 6.2 til o.34, hvor også månedsmiddelværdierne er givet. Gryde å er således et heterotroft system året rundt.

Betragtes et vandløb fra kilde til udløb i havet vil der, alt efter vandløbets fysiske udformning og beskygningsgraden, etableres forskellige biologiske samfund, som gradvist afløser hinanden (Vannote et al. 1980). Funktionelt kendetegnes det øvre løb ved, at P/R <<1. Ved øget vandløbsbredde og dermed forbedrede lysfor-

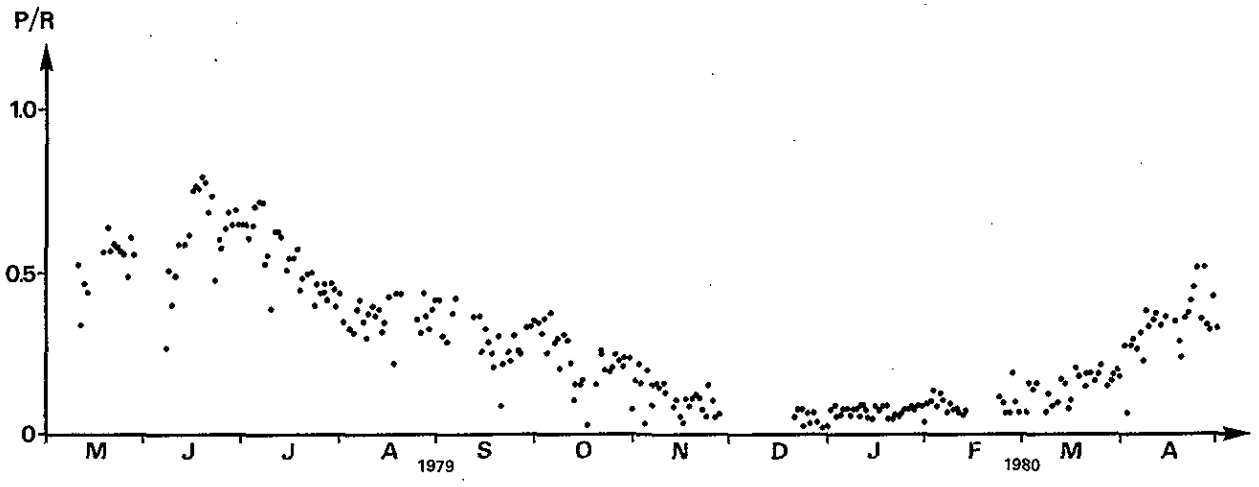

Fig. 6.11. P/R-forholdets årsvariation på strækning 4-5 i Gryde å i perioden maj 79 til april 8o.

hold øges betydningen af den autochtone primærproduktion og P/R-forholdet øges, undertiden til værdier > 1. Skiftet fra heterotrofi til autotrofi sker normalt i vandløb af 2. til 3. orden (Minshall 1978). I højere ordens vandløb falder P/R-forholdet normalt igen, på grund af dårlige lysforhold, forårsaget af et forøget indhold af finpartikulært organisk materiale tilført fra opstrøms sektioner. Da Gryde å er et 3. ordens vandløb, men samtidigt et stærkt heterotroft system, har jeg foretaget en vurdering af om en korrektion for effekten af indsivende oxygenfattigt grundvand på de, ud fra frivandsmålinger af opløst oxygen, beregnede proceshastigheder, ændrer systemets trofiske status, (Miljøprojekter 3o, 198o). Desuden er en eventuel oplagring af oxygen og kuldioxid i makrofyternes aerenchym diskuteret.

6.3.5 Effekten af oplagret oxygen i aerenchymet på beregning af P og R.

Anvendelsen af frivandsmålinger af opløst oxygen til primærpro-

duktionsbestemmelser har været diskuteret af Wetzel (1965), efter at Hartmann & Brown (1967) hævdede, at en væsentlig del af makrofyternes oxygenproduktion blev oplagret i aerenchymet for at blive udnyttet i respirationen uden at blive registreret i vandfasen.

Kelly et al. (1980) og Moeslund et al. (in press) viser derimod, efter udførelse af laboratorieeksperimenter med 9 makrofytarter, heraf 7 med aerenchym og 2 uden, at der, for begge anatomiske typer, etableres en stationær fotosyntesehastighed i løbet af 5-15 min. efter at lyset er tændt. Tilsvarende resultater er opnået m.h.t. kuldioxid-optagelsen under fotosyntesen, og forfatterne konkluderer, at oxygen- og kuldioxidbaserede primærproduktionsbestemmelser er troværdige også i økosystemer, som er domineret af makrofyter med aerenchym.

Sammenholdes disse resultater med tidligere opnåede resultater vedrørende grundvandsindsivningens effekt, kan det konkluderes, at årsagen til det relativt lave P/R-forhold i Gryde å hverken skyldes en overestimering af R, som følge af grundvandsindsivning, eller en underestimering af P på grund af akkumulering af fotosyntetisk produceret oxygen i aerenchymet. Årsagen må derimod snarere søges i skyggevirkningen fra den kraftigt udviklede bredvegetation af emergente makrofyter.

6.3.6 Energiindstråling og fotosyntese.

Sammanlignes den daglige P-variation med R-variationen ses, af fig. 6.8 og 6.9, at P-varierer betydeligt mere fra dag til dag end R.

Den 7. juni var det overskyet (I = 45 langley døgn^{-1}) og P = 6.8 g O_2 m^{-3} døgn^{-1}. Dagen efter var skydækket vekslende (I = 134 langley døgn^{-1}) og bruttoprimærproduktionen øgedes til13.5 g m^{-3} døgn^{-1}.

En forøgelse af indstrålingen på 198% forårsager således kun en P-forøgelse på 99%, og det kan derfor konkluderes, at der, i Gryde å, ikke eksisterer linearitet mellem indstråling og fotosyntetisk oxygenproduktion, som det f.eks. fandtes i Havelse å (Simonsen & Harremöes 1978), eller med andre ord, der eksisterer omvendt proportionalitet mellem fotosynteseeffektiviteten og indstrålingen. Hos Hornberger et al. (in prep.) er denne hypotese blevet afprøvet på en begrænset datamængde (28. sept. - 7. oktober 1980), ved en anvendelse af en modelidentifikationsteknik (The extended Kalman Filter), som tillader at såvel systemusikkerhed og måleusikkerhed filtreres ud (jfr. kap. 2) og efterlader en underliggende modelstruktur.

På basis af det begrænsede datamateriale kunne den hyperbolske model

$$P = \frac{\alpha_1 I}{1 + \beta_1 I} \qquad (6.6)$$

udfra statistiske kriterier identificeres, som den, der gav den bedste beskrivelse af P/I-relationen.

I nærværende arbejde er principielt den samme P-model

$$P = \frac{\alpha\ I}{K + I} = \frac{\frac{\alpha}{K} I}{1 + \frac{1}{K} I} \qquad (6.7)$$

afprøvet på primærproduktionsdata fra et helt år. Ligning (6.7) kan omdannes til den lineære form (Lineweaver-Burk transformationen)

$$\frac{1}{P} = \frac{K}{\alpha}\frac{1}{I} + \frac{1}{\alpha} \qquad (6.8)$$

hvorefter parametrene K og α kan estimeres ved lineær regression af 1/P mod den reciprokke indstråling, 1/I.

At P/I-relationen ikke kan beskrives ved de samme K og α-værdier året rundt fremgår af, at der til næsten samme fotosynteseeffektivitet, (fig. 6.10) f.eks. (13. jan. (Eff. = 0.0506 g O_2 m^{-3} langley^{-1}) og 1 juli (Eff. = 0.0509)), svarer vidt forskellige P-værdier (jfr. fig. 6.8), henholdsvis 0.68 og 19.5 g O_2 m^{-3} døgn^{-1}.

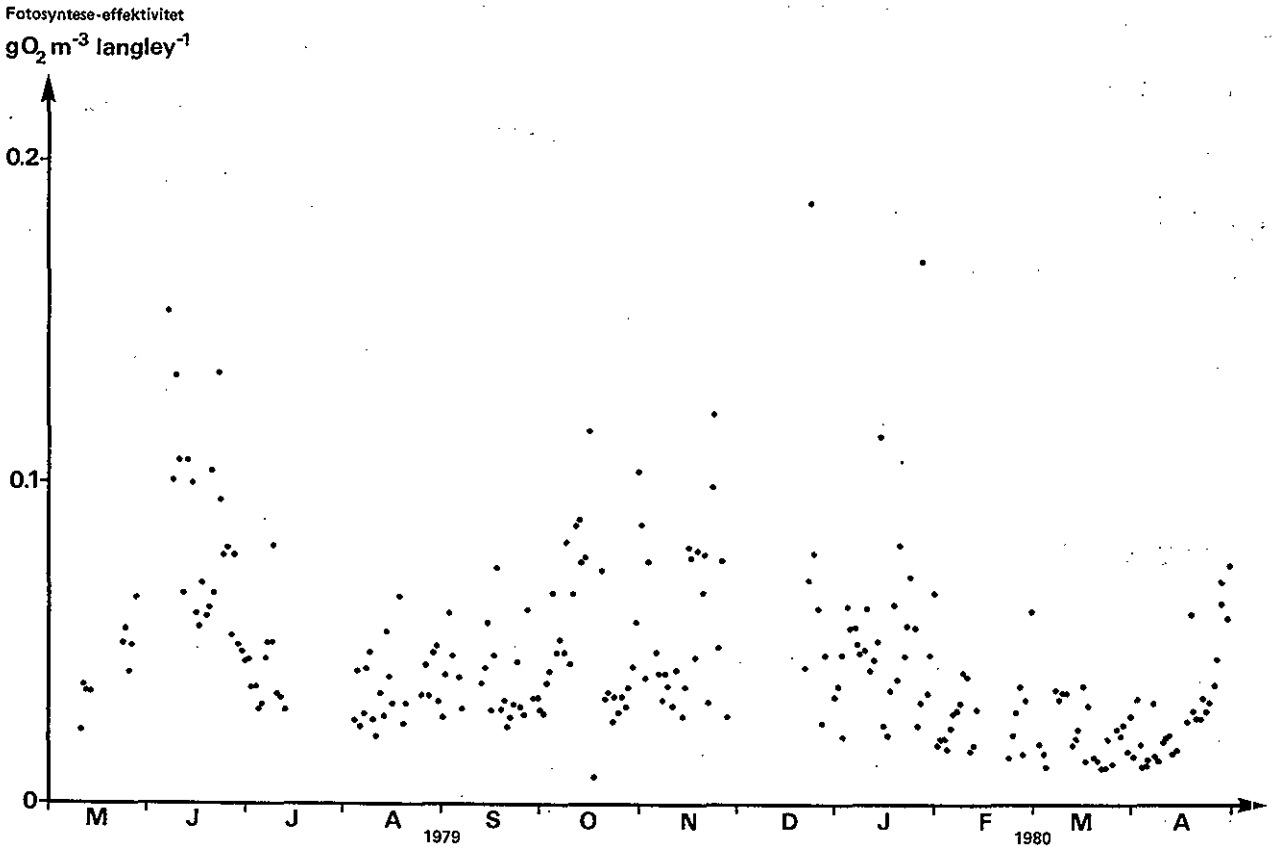

Fig. 6.10. Fotosynteseeffektivitetens årsvariation på strækning 4-5 i Gryde å i perioden maj 79 til april 80.

I figur 6.12 er daglige værdier for fotosynteseeffektiviteten afsat som funktion af indstrålingen. Et gennemgående træk på denne figur er, at planternes energiudnyttelse, uanset årstiden, er størst ved lave indstrålinger, mens der ikke, hvis P/I afsættes som funktion af årstiden, se fig. 6.10, synes at være tale om nogen sæsonafhængighed. Sæsonafhængigheden træder derimod tydeligt frem, hvis der kompenseres for energiindstrålingens årsvariation. På basis heraf kan der, i Gryde å, udskilles 3 perioder m.h.t.økosystemets energiudnyttelse

1) en vækstperiode, som omfatter månederne maj, juni og juli med stor fotosyntetisk oxygenproduktion P_{max} = 25.1 g O_2 m^{-3} døgn^{-1} og høj fotösynteseaktivitet.
2) en overgangsperiode, som starter efter et brat P/I-fald i slutningen af juli måned. I perioden august - medio september er P_{max} = 10.8 g O_2 m^{-3} døgn^{-1}. Energien udnyttes fra nu af gradvis dårligere, og P_{max} aftager tilsvarende indtil
3) vinterprioden starter 1. december. Fra dette tidspunkt og marts måned ud, er energiudnyttelsen dårlig, jfr. fig. 6.12, og P_{max} = 1.22 g O_2 m^{-3} døgn^{-1}.

I april måned øges effektiviteten igen for samtlige lysintensiteters vedkommende.

Forholdet mellem primærproduktion og indstråling over vandoverfladen varierer i Gryde å mellem 0.022 og 0.153 g O_2 m^{-3} langley^{-1} i perioden maj - september, hvilket er af samme størrelsesorden som rapporteret af Edwards & Owens (1962) fra et engelsk lavlandsvandløb, hvor P/I varierede mellem 0.029 og 0.063 g O_2 m^{-3} langley^{-1}.

Sammenhængen mellem den fotosynteseaktive indstråling (langley pr. døgn) og Gryde å's bruttoprimærproduktion (g O_2 m^{-3} døgn^{-1}) kan

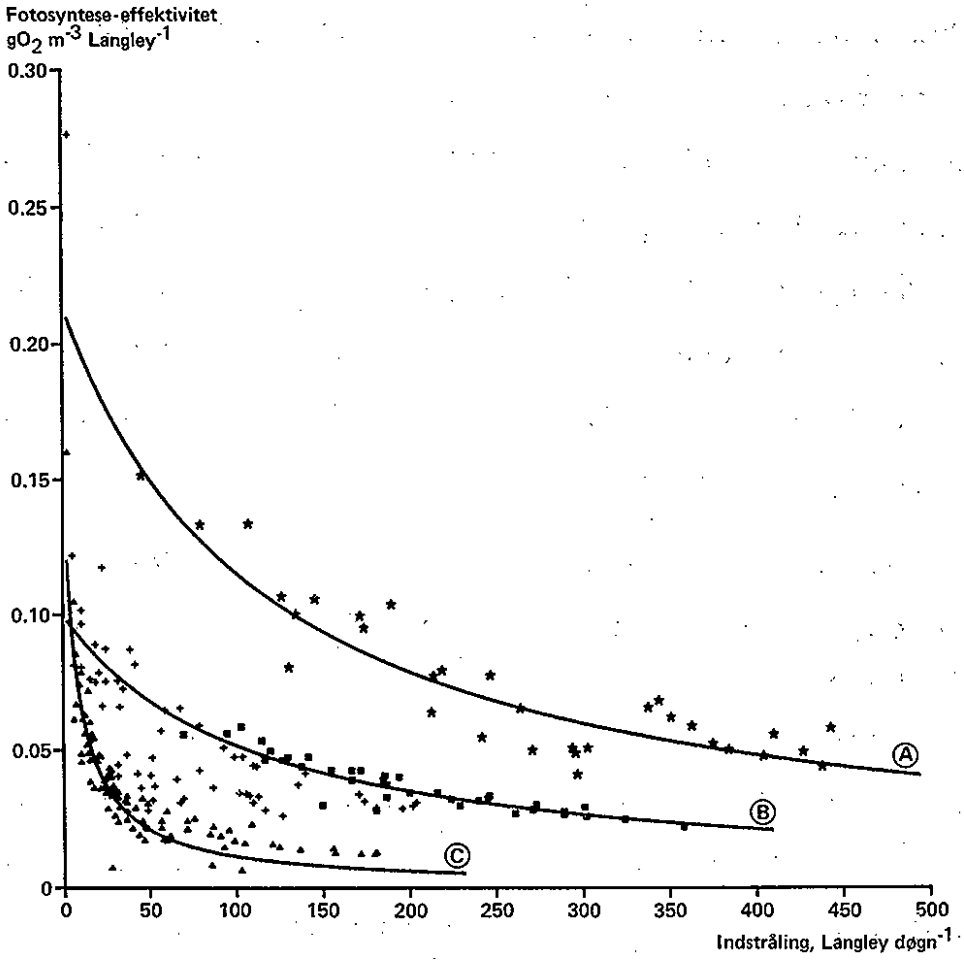

Fig. 6.12. Relationen mellem fotosynteseeffektivitet og fotosynteseaktiv indstråling i Gryde å på forskellige årstider. Kurve A er baseret på data fra maj, juni og juli, ★-signatur. B repræsenterer perioden august til medio september, ■-signatur, mens C repræsenterer vinterperiodens P/I-relation, ▲-signatur. Endelig er +-signaturen anvendt for overgangsperioden, som omfatter sidste halvdel af september og hele oktober og november.

beskrives ved følgende modeller.

For perioden maj - juli gælder:

$$P = \frac{25.1\ I}{I + 117}, \text{ kurve A i fig. 6.13.} \qquad (6.9)$$

mens P i august og første halvdel af september kan forudsiges ved:

$$P = \frac{10.8\ I}{I + 108}, \text{ kurve B} \qquad (6.10)$$

Bruttoproduktionen i overgangsperioden, som følger herefter, kan simuleres ved at lade parametrene i ligning (6.10) aftage lineært indtil relationerne mellem P og I, igen i december - marts, bliver stabil og kan beskrives ved

$$P = \frac{1.22\ I}{I + 7.5}, \text{ kurve C} \qquad (6.11)$$

hvorfra interpolation af parametrene tillader forudsigelse af P i april måned.

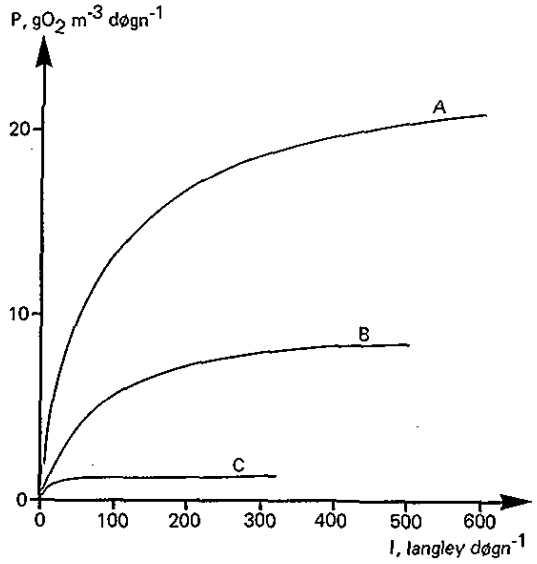

Fig. 6.13. Bruttoprimærproduktionen i Gryde å som funktion af den fotosynteseaktive indstråling og årstiden. A, B og C har samme betydning som i fig. 6.12.

De identificerede fotosyntesemodeller (6.9), (6.10) og (6.11) adskiller sig fra den lineære P-model, som kunne formuleres af Simonsen (1974) efter en undersøgelse af Havelse å i Nordsjælland.

Denne models fundament er imidlertid kun 14 P-målinger, foretaget med uregelmæssige mellemrum over en periode af ca. 1 års varighed. I betragtning af den store variation, der kan træffes fra dag til dag i et vandløbsøkosystems fotosyntese, jfr. fig. 6.8, forekommer anvendelse af en lineær model, til beskrivelse af fotosyntesens årsvariation ikke videre veldokumenteret. De tre P-modeller, som er resultatet af nærværende arbejde, anses for mere realistiske, idet de er baseret på næsten kontinuerlige I og O_2-målinger. Tilsvarende P/I-relationer er da også påvist i de relativt få undersøgelser (Wong et al. 1976 og Summer & Fisher 1979), hvor der er foretaget et tilstrækkeligt stort antal observationer til, at der kan foretages nuancerede studier af relationen mellem den vigtigste produktionsregulerende faktor, indstrålingen, og den fotosyntetiske oxygenproduktion i vandløbsøkosystemer.

7. Sammenfattende diskussion.

Genluftningseksperimenter, udført i et makrofytrigt vandløb, Gryde å, med et stærkt mæandrerende forløb, har, sammen med en omfattende gennemgang af litteraturen, resulteret i formulering af forbedrede prognosemodeller for genluftningsprocessens hastighedskonstant K_2 i lavgradient vandløb. Med ligeledes forbedrede målinger af K_2 er der åbnet mulighed for undersøgelser af biologiske vandløbs processers variation på både kort og lang sigt ud fra kontinuerlige målinger af koncentrationen af opløst oxygen og vandtemperaturen.

Der er foretaget 18 eksperimentelle bestemmelser af K_2 v.h.a. en teknik, hvorved der foretages kontinuerlig dosering af opløsninger af natriumsulfit og koboltklorid til vandløbet i nattimerne. Ved forstyrrelse af den normale oxygenbalance opnås en forøget genluftning, som kan benyttes til beregning af K_2. Med den anvendte teknik kan K_2 bestemmes med en præcision på $\pm$10%:. $K_2(20)$-værdierne varierede på forsøgsstrækningerne i Gryde å mellem 5.0 og 15.6 døgn^{-1} med de højeste værdier om foråret ved relativt høje strømhastigheder, lav middeldybde og lav biomasse af submerse makrofyter. De laveste K_2-værdier er målt i oktober og november ved lave strømhastigheder, stor middeldybde og stor biomasse af både submerse og emergente makrofyter.

Trinvis eksperimentel fjernelse af de submerse makrofyter, over en 600 m lang strækning, øgede genluftningen fra 10.5 - 13.0 døgn^{-1}, hvilket betyder, at den makrofytskabte turbulens ikke kan kompensere for den nedsættelse af genluftningen, som er resultatet af makrofyternes vandstuvning med deraf følgende nedsat strømhastighed og forøget middeldybde.

En række teoretiske og hydrauliske genluftningsmodeller har været afprøvet på sammenhørende målinger af middelstrømhastighed,

middeldybde og energigradient i Gryde å med dårligt resultat, idet 26 ud af 31 modeller underestimerede K_2. En model, udarbejdet af Thackston & Krenkel (1969), som i vid udstrækning har været anvendt ved vandkvalitetssimuleringer herhjemme, underestimerede gennemsnitligt K_2, i Gryde å, med en faktor 1.6. Parkhurst & Pomeroy (1972) modellen, som efter en omfattende analyse, udført af Wilson & Macleod (1974), blev anset for den bedste af samtlige K_2-modeller, underestimerede genluftningskonstanten i Gryde å med en faktor 4.1.

Den bedste prognostiske værdi besad Thyssen & Jeppesen (1980) modellen.

De foretagne K_2-målinger (N=17) i Gryde å-undersøgelsen er kombineret med tilsvarende målinger (N=39) fra andre makrofytrige danske vandløb, Holme å, Suså og Sneslev å, til en multiplikativ hydraulisk genluftningsmodel, som relaterer de pågældende vandløbs K_2-værdi til værdier for middelstrømhastighed, middeldybde og energigradient.

Med modellen

$$K_2(20) = 27185\ V^{0.931} H^{-0.692}\ S^{1.09},$$

hvor ($K_2(20)$ (døgn^{-1}), V (m s^{-1}), H (m) og S (m m^{-1})), kan genluftningskonstanten forudsiges for vandløb af lavlandstypen, hvor den hydrauliske variation falder indenfor følgende grænser:

$0.062 \leq V \leq 0.21$ m s^{-1}, $0.13 \leq H \leq 0.69$ m og $3.9\ 10^{-4} \leq S \leq 2.26\ 10^{-3}$ m m^{-1}.

95%:konfidensgrænserne på modelprognoserne fås approksimativt af

$$\frac{1}{1.47} K_2(20) \leq K_2(20) \leq 1.47\ K_2(20).$$

De 56 K_2-målinger i danske vandløb er endvidere anvendt sammen med 386 målinger af K_2 og hydrauliske variabler, foretaget af 11 forskellige forfattere i et bredt udsnit af forskellige vandløbstyper, spændende fra 2 cm dybe bjergbække til flere meter dybe floder.

Den bedste statistiske korrelation mellem K_2 og de hydrauliske variabler i dette materiale gav anledning til opstilling af modellen:

$$K_2(20) = 398\ V^{0.262}\ H^{-0.579}\ S^{0.650}$$

med 95%-konfidensintervallet på prognoserne:

$$\frac{1}{3.53}\ K_2(20) \leq K_2(20) \leq 3.53\ K_2(20).$$

Det konkluderedes derfor, at der ikke med vor nuværende viden om turbulensen i vandløb, og de faktorer der styrer den, kan formuleres generelle K_2-modeller, til nøjagtige og præcise prognosticeringer af genluftningsforholdene i vandløb, men at der kan opnås acceptable prognoser, hvis der, som prognoseredskab, anvendes K_2-modeller baseret på K_2-målinger foretaget i den betragtede vandløbstype.

K_2-modeller, opstillet på basis af strømrendeundersøgelser, har generelt ringe prognostisk værdi i naturlige vandløb. 7 ud af 9 afprøvede modeller af denne type underestimerede K_2.

Foruden K_2-målinger v.h.a. sulfitmetoden er der foretaget en række målinger v.h.a. to oxygenmassebalancemetoder. Lys/produktionsmetoden udnytter, at der på døgnbasis eksisterer linearitet mellem fotosynteseaktiv indstråling og bruttoprimærproduktion i Gryde å, mens flerpunktsmetoden bestemmer K_2 udfra en natkurve for

opløst oxygen.

De to metoder er anvendt intensivt over et helt år og det har kunnet vises, at de to metoder ikke giver signifikant forskellige K_2-værdier ($P < 0.05$) tabel 4.4. Endvidere har det, ved 4 lejligheder, kunnet vises, at deres K_2-bestemmelser ikke afviger signifikant ($P < 0.05$) fra de resultater, som er opnået ved anvendelse af sulfitmetoden.

Den fundne årsvariation for K_2 fremgår af fig. 4.8. De højeste værdier indtræder i månederne april, maj og juni (månedsmiddelværdi ~ 10 døgn^{-1}), hvorefter stuvningseffekter, forårsaget af høj biomasse af submerse og emergente makrofyter, påvirker K_2 i negativ retning.

Oxygenmassebalancemetoderne kan ikke anvendes i vintermånederne, da den biologisk betingede oxygenvariation kun er maksimalt 1.5 mg O_2 l^{-1} på døgnbasis, hvilket, især for flerpunktsmetodens vedkommende, resulterer i særdeles usikre K_2-bestemmelser, jfr. fig. 4.8.

Lys/produktionsmetodens K_2-værdier har været benyttet ved beregning af vandløbsøkosystemets biologiske omsætninger på basis af frivandsmålinger af opløst oxygen.

I modsætning til tidligere vandløbs-undersøgelser har nærværende undersøgelse omfattet et meget stort antal døgnkurver (N=461) for opløst oxygen, hvilket kun har været muligt takket være udviklingen af en automatiseret måle- og registreringsteknik kombineret med intensiv elektronisk databehandling.

Beregning af vandløbets oxygenomsætning er foretaget efter at der, for nettoprimærproduktionen i massebalanceligningen, er substitueret en Fourier-cosinusserie (jfr. Kelly et al. 1974).

Det har således været muligt at foretage en detaljeret undersøgelse af bruttoprimærproduktionens variation over året. Ud fra 285

bruttoprimærproduktionsbestemmelser i perioden maj 1979 - april 1980 (fig. 6.8) er det fundet, at P varierer fra lave vinterværdier på 0.2 g O_2 m^{-3} døgn^{-1} til 26 g O_2 m^{-3} døgn^{-1} medio juni. Integration af produktionskurven giver en årsproduktion på 2080 g O_2 m^{-3} eller 1248 g O_2 m^{-2}. 60.6% af årsproduktionen finder sted i månederne maj, juni og juli. På samme vandløbsstrækning blev der i forsøgsperioden foretaget 10 bestemmelser af de submerse makrofyters biomasse. Denne er approksimativt omregnet til både netto- og bruttoprimærproduktion. Makrofyternes andel af økosystemets oxygenproduktion kunne således bestemmes til 9.2%, hvilket er i overensstemmelse med resultater opnået i andre vandløb, tabel 6.3. Et direkte bevis på, at submerse makrofyters rolle som oxygenproducenter/-forbrugere i vandløbssystemet er beskeden, er opnået gennem en række eksperimentelle vegetationsfjernelsesindgreb. Uanset om al vegetationen, eller kun dele af den, afhøstedes, kunne, der ikke registreres nogen effekt på vandløbets bruttoprimærproduktion og totalrespiration og dermed på dets oxygenbalance. Voldsom forbedring af oxygenforholdene kunne derimod registreres i et Nordsjællandsk vandløb (Simonsen 1974) efter fjernelse af en submers biomasse af samme størrelsesorden som i Gryde å. Fjernelse af den submerse vegetation kan altså i visse situationer være nødvendig for opretholdelse af gode oxygenforhold, men den submerse vegetation per se udgør næppe, i noget dansk vandløb, en trussel mod vandkvaliteten. De specielle situationer, hvor vegetationsfjernelse kan komme på tale som et velbegrundet vedligeholdelsesindgreb er, hvor den submerse vegetations vel nok vigtiste biologiske rolle, som substratdanner for mikroorganismer kommer til udtryk i form af en voldsom udvikling af et epifytisk kompleks. Hvor den eksterne belastning med organisk spildevand samtidig er stor, kan vegetationsfjernelse være eneste udvej til sikring af

en, for vandløbsfaunaen, tilstrækkelig høj oxygenkoncentration.

Kun 34% af det stof, som omsættes i vandløbet på årsbasis, er af autochton oprindelse. I energimæssig henseende er Gryde å et heterotroft system, hvilket hverken skyldes at R overestimeres p.g.a. grundvandsindsivning eller at P underestimeres fordi den producerede oxygenmængde oplagres i planternes luftvæv.

Undersøgelsen har endvidere vist, at især to tvangsfunktioner: Lysindstråling og nedbør (vandføring) er af største betydning for vandløbets oxygenbalance.

Lysindstrålingen og den fotosyntetiske oxygenproduktion er relateret ved opstilling af modeller af typen:

$$P = \frac{\alpha I}{K + I}$$

hvor α og K er årstidsafhængige parametre, og som kan fortolkes som henholdsvis P_{max} og den indstråling hvor $P = P_{max}/2$. Over en forsøgsperiode af et års varighed karakteriserede høje α- og K-værdier (henholdsvis 25.1 og 117) vækstperioden, mens en stabil sommerperiode kunne beskrives med følgende parameterværdier: α = 10.8 og K = 108. Efter en overgangsperiode med gradvis aftagende parameterværdier etableredes en stabil vintersituation med lav fotosyntetisk oxygenproduktion (α = 1.22) og hvor vandløbets autotrofe komponent tilpassedes de lave indstrålinger. $P_{max}/2$ blev i denne periode nået ved en indstråling på blot 7.5 langley $døgn^{-1}$.

Variationer i vandføringen er tidligere, af bl.a. Tett et al. (1978), vist at være en styrende faktor for oxygenomsætningen i perifytdominerede vandløb i det østlige USA. I nærværende undersøgelse er det vist, at forsøget afstrømning øger et makrofytrigt

vandløbs respiratoriske oxygenforbrug, mens perioden umiddelbart efter en voldsom hydraulisk påvirkning er karakteriseret ved lave P- og R-værdier, hvilket antages at kunne forklares ved, at dele af det perifytiske kompleks transporteres ud af systemet under flommem.

Systemets reaktioner på ændringer i de eksterne påvirkninger: Lys og nedbør fører til konklusionen, at der ved simulering af vandkvaliteten i vandløb bør tages hensyn til disse tvangsfunktioners stokastiske natur ved valget af modeltype.

Litteratur.

Adeney, W.E. & H.G. Becker, 1919. The determination of the rate of solution of atmospheric nitrogen and oxygen by water. Part I. - Phil. Mag. 38: 317-337.

Adeney, W.E. & H.G. Becker, 1920. The determination of the rate of solution of atmospheric nitrogen and oxygen by water. Part II. - Phil. Mag. 39: 385-404.

Albertson, M.L., J.R. Barton & D.B. Simons, 1960. Fluid mechanics for engineers. - Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall.

Alfi, S., Y. Argaman & G. Shelef, 1973. Mathematical model for the prediction of dissolved oxygen levels in the Alexander Stream (Israel). In S.H. Jenkins, (ed.), Advances in Water Pollution Rescearch. - Proc. of the Sixth Int. Conf., Pergamon.

Banks, R.B. & F.F. Herrera, 1977. Effect of wind and rain on surface reaeration. - J. Env. Eng. Div. ASCE 103: 489-504.

Bansal, M.K. 1973. Atmospheric reaeration in natural streams. - Wat. Research 7: 769-782.

Bauer, D.P., R.E. Rathbun & H.W. Lowham, 1979. Traveltime, unit-concentration, longitüdinal-dispersion, and reaeration characteristics of upstream reaches of the Yampa and Little Snake rivers, Colorado and Wyoming. - U.S. Geol. Surv., Water-Resources Investigations 78-122.

Beck, M.B. 1976. Dynamic modelling and control applications in water quality maintenance. - Wat. Research 10: 575-595.

Beck, M.B. 1978. Modelling of dissolved oxygen in a nontidal stream, pp 137-166, In A. James (ed.) Mathematical models in water pollution control. - J. Wiley & Sons, New York.

Beck, M.B. & P.C. Young, 1975. A dynamic model for DO-BOD relationships in a nontidal stream. - Wat. Research 9: 769-776.

Becker, H.G. 1924. Mechanism of absorption of moderately soluble gases in water. - Ind. Eng. Chem. 16: 1220-1224.

Benneth, J.P. & R.E. Rathbun, 1972. Reaeration in open-channel flow. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 737, Washington, D.C.

Black, W.M. & E.B. Phelps, 1911. Discharge of sewage into New York Harbor. - Report made to the Board of Estimate and Apportionment, New York City.

Box, G.E.P. & G.M. Jenkins, 1976. Time series analyses: Forecasting and Control. - Holden-Day.

Broecker, W.S. 1965. An application of natural radon to problems in ocean circulation, pp 116-145. In T. Ichiye (ed.), Diffusion in oceans and fresh water. - Lamont Geol. Obs.

Cadwallader, T.E. & A.J. McDonnell, 1969. A multivariate analysis of reaeration data. - Wat. Research 3: 731-742.

Camp, T.R. 1965. Field estimates of oxygen balance parameters. - J. San. Eng. Div. ASCE 91: 1-16.

Cattaneo, A. & J. Kalff. 1980. The relative contribution of aquatic macrophytes and their epiphytes to the production of macrophyte beds. - Limnol. Oceanogr. 25: 280-289.

Chen, C.L. & K.D. Davis, 1975. Process studies and modeling of self-cleaning capacity of mountain creeks for recreation planning and management. - Utah Water Research laboratory Collage of Engineering, Utah State University, Logan, Utah.

Church, P.C. & W.G. Pond, 1974. Basic animal nutrition and feeding. - Albany Printing Company. Albany, Oregon.

Churchill, M.A., H.L. Elmore & R.A. Buckingham, 1962. The prediction of stream reaeration rates. - Int. J. Air. Wat. Poll. 6: 467-504.

Copeland, B.J. & W.R. Duffer, 1964. Use of a clear plastic dome to measure gaseous diffusion rates in natural waters. - Limnol. Oceanogr. 9: 494-499.

Cummins, K.W. 1977. From headwater streams to rivers. - Am. Biol. Teach. 39: 305-312.

Danckwerts, P.V. 1951. Significance of liquid-film coefficients in gas absorption. - Ind. Eng. Chem. 43: 1460-1467.

Diachishin, A.N. 1958. Discussion of "Mechanism of reaeration in natural streams" by O'Connor & Dobbins. - Trans. Am. Soc. Civ. Engrs. 123: 672-677.

Dobbins, W.E. 1956. The nature of the oxygen transfer coefficient in aeration systems. pp 141-148. In Mc Cabe and Eckenfelder (eds.), Biological treatment of sewage and industrial wastes. - Reinholt, New York.

Dobbins, W.E. 1964. BOD and oxygen relationships in streams. - J. San Eng. Div. ASCE 90: 53-78.

Dobbins, W.E. 1965. Closure to BOD and oxygen relationships in streams. - J. San. Eng. Div. ASCE 91: 49-55.

Douglas, E. 1964. Solubilities of oxygen, argon and nitrogen in distilled water. - J. Phys. Chem. 68: 169-174.

Downing, A.L. & G.A. Truesdale, 1955. Some factors affecting the rate of solution of oxygen in water. - J. appl. Chem. 5: 570-581.

Downing, A.L., K.V. Melbourne & A.M. Bruce, 1957. The effect of

contaminants on the rate of aeration of water. - J. appl. Chem. 7: 590-596.

Dresnack, R. & W.E. Dobbins, 1968. Numerical analyses of BOD and DO profiles. - J. San. Eng. Div. ASCE 94: 789-807.

Eckenfelder, Jr., W.W., L.W. Raymond & D.T. Lauria, 1956. Effect of various organic substances on oxygen absorption efficiency. - Sew. Ind. Wastes 28: 1357-1364.

Edwards, R.W. & M. Owens, 1962. The effects of plants on river conditions IV. The oxygen balance of a chalk stream. - J. Ecol. 50: 207-220.

Edwards, R.W. & M. Owens, 1965. The oxygen balance of streams. pp 149-172. In G.T. Goodman, R.W. Edwards & J.. Lambert (eds.), Ecology and the industrial society. - Symp. Br. Ecol. Soc. 5. Blackwell.

Edwards, R.W., M. Owens & J.W. Gibbs, 1961.Estimates of surface aeration in two streams. - J. Inst. Wat. Engrs. 15: 395-405.

Elmore, H.L. & T.W. Hayes, 1960. Solubility of atmospheric oxygen in water. - J. San. Eng. Div. ASCE 86: 41-53.

Elmore, H.L. & W.F. West, 1961. Effect of water temperature on stream reaeration. - J. San. Eng. Div. ASCE 87: 59-71.

Eloubaidy, A.F. & E.J. Plate, 1972. Wind shear-turbulence and reaeration coefficient. - J. Hyd. Eng. Div. ASCE 98: 153-170.

Engelund, F.A. & F.B. Pedersen, 1974. Hydraulik. - Danmarks Tekniske Højskole, København.

Fisher, S.G. & G.E. Likens, 1973. Energi flow in Bear Brook, New Hamshire: An integrative approach to stream ecosystem metabolism. - Ecol. Monogr. 43: 421-439.

Fisher, S.G. & S.R. Carpenter, 1976. Ecosystem and macrophyte primary production of the Fort River, Massachusetts. - Hydrobiologia 47: 175-187.

Foree, E.G. 1976. Reaeration and velocity prediction for small streams. - J.San. Eng. Div. ASCE 102: 937-952.

Fortescue, G.E. & J.R.A. Pearson, 1967. On gas absorption into a turbulent liquid. - Chem. Eng. Sci. 22: 1163-1176.

Fox, C.J.J 1907. On the coefficients of absorption of the atmospheric gases in distilled water and sea water. - Cons. Perm. Int. pour L'exploration de la Mer, Publ. de Circonstance 41: Copenhaque 23p.

Fox, C.J.J. 1909. On the coefficients of absorption of nitrogen and oxygen in distilled water and sea water, and the atmospheric carbonic acid in the sea water. - Trans. Fareday Soc. 5: 68-87.

Gameson, A.L.H., G.A. Truesdale & A.L. Downing, 1955. Re-aeration studies in a lakeland beck. - J. Inst. Wat. Engrs. 9: 571-594.

Gameson, A.L.G., G.A. Truesdale & R.A. Varley, 1956. Some factors affecting the aeration of the flowing water. - Wat. San. Eng. 6: 52-59.

Hannan, H.H. & T.C. Dorris, 1970. Succession of a macrophyte community in a constant temperature river. - Limnol. Oceanogr. 15: 442-453.

Hartman, R.T. & D.L. Brown, 1967. Changes in the composition of the internal atmosphere of submerged vascular hydrophytes in relation to photosynthesis. - Ecology 48: 252-258.

Higbie, R. 1935. The rate of absorption of a pure gas into a still

liquid during short periods of exposure. - Trans. Am. Inst. Chem. Eng. 31: 365-389.

Himmelblau, D.M. 1964. Diffusion of dissolved gases in liquids. - Chem. Revs. 64: 527-550.

Holtje, Jr., R.K. 1971. Reaeration in small mountain streams. - Ph. D. diss., Oregon State Univ., Oregon, USA.

Hornberger, G.M. & M.G. Kelly, 1973. The determination of primary production in a stream using an exact solution to the oxygen balance equation. - Wat. Res. Bull. 8: 795-801.

Hornberger, G.M. & M.G. Kelly, 1975. Atmospheric reaeration in a river using productivity analysis. - J. Env. Eng. Div. ASCE 101: 729-739.

Hornberger, G.M., M.G. Kelly & R.M. Eller, 1976. The relationship between light and photosynthetic rate in a river community and implications for water quality modeling. - Wat. Res. Research 12: 723-730.

Hornberger, G.M., N. Thyssen & B.J. Cosby, 1980. The relationship between light and metabolism in a riverine community dominated by submerged macrophytes. - In prep.

Hornberger, G.M., N. Thyssen & M.G. Kelly, 1980. Application of the extended Kalman Filter to modeling aquatic ecosystems. - In prep.

Howe, R.H.L. 1977. Proposed modification of K_2-temperature relation. - J. Env. Eng. Div. ASCE 103: 729-735.

Hull, C.H.J. & J.A. DeFilippi, 1963. Discussion of "Prediction of stream reaeration rates" by M.A. Churchill, H.L. Elmore & R.A. Buckingham. - J. San. Eng. Div. ASCE 89: 97-109.

Hulsing, H., W. Smith & E.D. Cobb, 1966. Velocity head coefficients in open channels. - Geol. Surv. Wat. Supply Paper 1869-C.

Isaacs, W.P. & A.F. Gaudy, 1968. Atmospheric oxygenation in a simulated stream. - J. San. Eng. Div. ASCE 94: 319-344.

Isaacs, W.P. & J.A. Maag, 1969. Investigation of the effects of channel geometry and surface velocity on the reaeration rate coefficient. - Eng. Bull. 53: 619-639. Purdue Univ.

Isaacs, W.P., P. Chulavachana & R. Bogart, 1969. An experimental study of the effect of channel surface roughness of the reaeration rate coefficient. - Proc. 24th. Ind. Waste Conf. Purdue Univ.: 1464.1476.

Jacobsen, J.P. 1905. Die löslichkeit von Sauerstoff in Meerwasser durch Winklers Titriermethode bestimmt. - Medd. fra Komm. for Havunders. Serie Hydrografi 1.

Jeppesen, E. 1978. Organisk stof i Holme å. - Specialerapport, Ferskvandsbiologisk Laboratorium, Københavns Universitet.

Jeppesen, E. & T.M. Iversen, 1979. Sedimentets iltforbrug og genluftningsforhold i øvre Suså. - Rapport til Miljøstyrelsen. Ferskvandsbiologisk Laboratorium, Københavns Universitet.

Juliano, D.W. 1969. Reaeration measurements in an estuary. - J. San. Eng. Div. ASCE 95: 1165-1178.

Kelly, M.G., G.M. Hornberger & B.J. Cosby, 1974. Continuous automated measurement of rates of photosynthesis and respiration in an undisturbed river community. - Limnol. Oceanogr. 19: 305-312.

Kelly, M.G., B. Moeslund & N. Thyssen, 1980. Productivity measurement and the storage of oxygen in the aerenchyma of aquatic

macrophytes. - Arch. Hydrobiol., in press.

King, D.L. & R.C. Ball, 1967.Comparative energetics of a polluted stream. - Limnol. Oceanogr. 12: 27-33.

Kishinevski, M. 1955. Two approaches to the theoretical analysis of absorption processes. - J. appl. Chem. USSR 28: 881-886.

Kishinevski, M. & V.T. Serebryansky, 1956. The mechanism of mass transfer at the gas-liquid interfase with vigorous stirring. - J. appl. Chem USSR 29: 29-33.

Kittrell, F.W. & O.W. Kochtitzky, 1947. Natural purification characteristics of a shallow, turbulent stream. - Sew. Works 19: 1032-1049.

Krenkel, P.A. & G.T. Orlob, 1962. Turbulent diffusion and the reaeration coefficient. - J. San. Eng. Div. ASCE 88: 53-83.

Kwasnik, J.M. & T.H. Feng, 1979. Development of a modified tracer technique for measuring the stream reaeration rate. - Pub. -102 from the Massachusetts univ., Amherst, Water Resources Research Center. Prepared for the Office of Water Research and Technology, Washington D.C. W7906915 OWRTA-088-Mass.(1).

Langbein, W.B. & W.H. Durum, 1967. The aeration capacity of streams. - US Geol. Surv. circular 542, Washington D.C.

Lau, Y.L. 1972. Prediction equation for reaeration in open channel flow. - J. San. Eng. Div. ASCE 98: 1063-1068.

Lewis, W.K. & W.G. Whitman, 1924. Principles of gas absorption. - Ind. Eng. Chem. 16: 1215-1220.

Liepmann, H.W. 1979. The rise and fall of ideas in turbulence. - Am. Scientist 67: 221-228.

Mancy, K.H. & D.A. Okun, 1965. The effect of surface active agents

on aeration. - J. Wat. Poll. Con. Fed. 37: 212-227.

Mann, K.H., R.H. Britton, A. Kowalczewski, T.J. Lack, C.P. Mathews & I. McDonald, 1970. Productivity and energy flow at all trophic levels in the river Thames, England. pp 579-596. In Z. Kajak & A. Hillbricht-Ilkowska (eds.), Productivity problems of freshwaters. - IBP/UNESCO Symp. Kazimierz Dolny, Poland.

Metzger, I. 1968. Surface effects in gas absorption. - Env. Sci. Technol. 2: 784-786.

Metzger, I. & W.E. Dobbins, 1967. Role of fluid properties in gas transfer. - Env. Sci. Technol. 1: 57-65.

Miller, J. 1914. A field method for determining dissolved oxygen in water. - J. Soc. Chem. Ind. 33: 185-186.

Miljøprojekter 30, 1980. Vedligeholdelse af vandløb. Rapporter over undersøgelser af vandløb udført af Miljøstyrelsens Fersk-vandslaboratorium. Miljøstyrelsen, København.

Minshall, G.W. 1978. Autotrophy in stream ecosystems. - BioScience 28: 767-771.

Miyamoto, S. 1932. A theory of the rate of solution of gas into liquid. - Bull. Chem. Soc. Jap. 7: 8-17.

Moeslund, B., M.G. Kelly & N. Thyssen. Storage of carbon and transport of oxygen in river macrophytes: Mass-balance, and the measurements of primary productivity in rivers. - Submitted to Arch. Hydrobiol.

Montgomery, H.A.C., N.S. Thom & A. Cockburn, 1964. Determination of dissolved oxygen by the Winkler method and the solubility of oxygen in pure water and seawater. - J. appl. Chem. 14: 280-296.

Naiman, R.J. & J.R. Sedell, 1980. Relationships between metabolic parameters and stream order in Oregon. - Can. J. Fish. Aquat. Sci. 37: 834-847.

Negulescu, M. & V. Rojanski, 1969. Recent research to determine reaeration coefficient. - Wat. Research 3: 189-202.

Nusbaum, I. & H.E. Miller, 1952. The oxygen resources of San Diego Bay. - Sew. Ind. Wastes 24: 1512-1527.

O'Connor, D.J. 1958. The measurement and calculation of stream reaeration ratio. - Seminar on oxygen relationship in streams, Robert A. Taft Eng. Center, Tech. Rep. W58-2; 35-45.

O'Connor, D.J. & W.E. Dobbins 1956. Mechanism of reaeration in natural streams. - J. San. Eng. Div. ASCE 82: 1-30.

Odum, E.P. 1971. Fundamentals of ecology. - W.B. Saunders.

Odum, H.T. 1956. Primary production in flowing waters. - Limnol. Oceanogr. 1: 102-117.

Odum, H.T. 1957. Trophic structure and productivity of Silver Springs, Florida. - Ecol. Monogr. 27: 55-112.

Orlovsky, Z.A. 1969. Discussion of:"Comparison of aeration efficiency under process conditions" by R. Kayser. In S.H. Jenkins (ed.), Advances in Biological Waste Treatment. - Pergamon Press. New York.

Owens, M. 1965. Some factors involved in the use of dissolved oxygen distribution in streams to determine productivity. pp 209-224. In C.R. Goldman (ed.), Primary productivity in aquatic environments. - Mem. Ist. Ital. Idrobiol., 18 Suppl., Univ. of California Press, Berkeley.

Owens, M., R.W. Edwards & J.W. Gibbs, 1964. Some reaeration studies

in streams. - Int. J. Air Wat. Poll. 8: 469-486.

Padden, T.J. & E.F. Gloyna, 1971. Simulation of stream processes in a model river. - Texas Univ. Center for Research in Water Resources. Technical Report no. 2 (EHE - 70 - 23, CRWR - 72) 130 p.

Parkhurst, J.D. & R.D. Pomeroy, 1972. Oxygen absorption in streams. - J. San. Eng. Div. ASCE 98: 101-124.

Pfeifer, R.F. & W.F. McDiffett, 1975. Some factors affecting primary productivity of stream riffle communities. - Arch. Hydrobiol. 75: 306-317.

Pye, D.J. 1947. Chemical fixation of oxygen. - J. A.W. W.A. 39: 1121-1127.

Rathbun, R.E., D.L. Shultz & D.W. Stephens, 1975. Preliminary experiments with a modified tracer technique for measuring stream reaeration coefficients. - US. Geol. Surv. Open - File Report No 75 - 256, Bay St. Louis., Miss.

Resnick, W. & B. Gal-Or, 1968. Gas-Liquid dispersions. pp 295-395. In E.B. Drew, G.R. Cokelet, J.W. Hoopes Jr. & T. Vermeulen (eds.), Advances in chemical Engineering. - Academic Press, New York.

Roscoe, H.E. & H. Lunt, 1889. On Schützenberger's process for the estimation of dissolved oxygen in water. - J. Chem. Soc. 55: 552-576.

Sand-Jensen, K. 1977. Effect of epiphyton on eelgrass photosynthesis. - Aquat. Bot. 3: 55-63.

Schweiger, G. 1957. Die Toxikologische Einwirkung von Schwermetallsalzen auf Fische und Fischnährtiere. - Arch. Fischereiwiss. 8: 54-78.

Schulthorpe, C.D. 1967. The biology of aquatic vascular plants. - St. Martins Press, New York.

Setter, L.R. 1932. A comparison of the pollution and natural purification of the Conneticut and Delaware Rivers and Brandywine Creek. - Bull. 545. New Yersey Agricultural Exp. Stat., New Brunswick, NJ.

Shastry, J.S., L.T. Fan, & L.E. Erickson, 1969. Discussion of "Reaeration prediction in natural streams", by E.L. Thackston & P. A. Krenkel. - J. San. Eng. Div. ASCE 95: 1186-1189.

Simonsen, J.R. 1974. Oxygen fluctuations in streams. - Licentiatafhandling, Laboratoriet for Teknisk Hygiejne, DTH, København.

Simonsen, J.F. & P. Harremoës, 1978. Oxygen and pH fluctuations in rivers. - Wat. Research 12: 477-489.

Sozska, G.J. 1975. Ecological relations between invertebrates and submerged macrophytes in the lake littoral. - Ekol. Pol. 23: 393-415.

Spiehler, V. A bibliography of application areas for Beckman polarographic oxygen analysers. - Beckman Technical Report. No 545.

Streeter, H.W. 1926. The rate of atmospheric reaeration of sewage polluted streams. - Trans. Amer. Soc. Civ. Engrs. 89: 1351-1364.

Streeter H.W. & E.B. Phelps, 1925. A study of the pollution and natural purification of the Ohio River. III. US. Public Health Bull., Wash., 146: 75pp.

Streeter, H.W., C.T. Wright & R.W. Kehr, 1936. Measures of natural oxidation in polluted streams. Part III. An experimental study of atmospheric reaeration under streamflow conditions. - Sew. Works J. 8: 282-316.

Sumner, W.T. & S. G. Fisher, 1979. Periphyton production in Fort River, Massachusetts. - Freshwater Biol. 9: 205-212.

Tett, P., C. Gallegos, M.G. Kelly, G.M. Hornberger & B.J. Cosby, 1978. Relationship among substrate, flow and benthic microalgal pigment density in the Mechums River, Virginia. - Limnol. Oceanogr. 23: 785-797.

Thackston, E.L. 1966. Longitudinal mixing and reaeration in natural streams. - Ph. D. diss, Vanderbilt Univ., Dep. San. Wat. Research Eng., Nashville, Tennessee.

Thackston, E.L. & P.A. Krenkel, 1969. Reaeration prediction in natural streams. - J. San. Eng. Div. ASCE 95: 65-94.

Thomsen, E. & N. Thyssen, 1979. Måling og registrering af vigtige tilstandsvariabler i vandløb. - Vand 10: 46-53.

Thyssen, N. & E. Jeppesen, 1980. Genluftning i mindre vandløb. - Vatten 36: 231-248.

Truesdale, G.A., A.L. Downing & G.F. Lowden, 1955. The solubility og oxygen in pure water and sea water. J. appl. Chem. 5: 53-62.

Truesdale, G.A. & M.G. Vandyke, 1958. The effect of temperature on the aeration of flowing water. - Wat. Waste Treatm. J. 7: 9-15.

Tsivouglou, E.C. 1967. Tracer measurements of stream reaeration. - USDI, Federal Water Pollution Control Administration, Washington, D.C.

Tsivouglou, E.C. & J.R. Wallace, 1972. Characterization of stream reaeration capacity. - EPA - R3 - 72 - 012, Washington, D.C.

Tsivouglou, E.C. & L.A. Neal, 1976. Tracer measurement of reaeration: III. predicting the reaeration capacity of inland streams.

- J. Wat. Poll. Cont. Fed. 48: 2669-2689.

Vannote, R.L., G.W. Minshall, K.W. Cummings, J.R. Sedell & C.E. Cushing, 1980. The river continuum concept. - Can. J. Fish. Aquat. Sci. 37: 130-137.

Weiss, P.A. 1971. The basic concept of hierarchic systems. In P.A. Weiss (ed.), Hierarchically organized systems in theory and practice. - Hafner Press.

Westlake, D.F. 1961. Aquatic macrophytes and the oxygen balance of running water. - Verh. Int. Verein. Limnol. 14: 499-504.

Westlake, D.F. 1965. Some basic data for investigations of the productivity of aquatic macrophytes. pp 230-248. In C.R. Goldman (ed.), Primary productivity in aquatic environments. - Mem. Ist. Ital. Idrobiol., 18 Suppl., Univ. of California Press, Berkeley.

Westlake, D.F., H. Casey, F.H. Dawson, M. Ladle, R.H.K. Mann & A.F.H. Marker, 1972. The chalk-stream ecosystem. pp 616-635. In Z. Kajak & A. Hillbricht-Ilkowska (eds.), Productivity problems of freshwaters. - IBP/UNESCO Symp. Kazimierz Dolny, Poland.

Wetzel R.G. 1965. Techniques and problems of primary productivity measurements in higher aquatic plants and periphyton. pp 249-267. In C.R. Goldman (ed.), Primary productivity in aquatic environments. - Mem. Ist. Ital. Idrobiol., 18 Suppl., Univ. of California Press, Berkeley.

Wheatland, A.B. & L.J. Smith, 1955. Gasometric determination of dissolved oxygen in pure and saline water as a check of titrimetric methods. - J. appl. Chem. 5: 144-148.

Whipple, G.C. & M.C. Whipple, 1911. Solubility of oxygen in sea

water. - J. Am. Chem. Soc. 33: 362-365.

Whitman, W.G. 1923. The two-film theory of gas absorption. - Chem. Metallurg. Eng. 29: 146-148.

Willis, R., D.R. Anderson & J.A. Dracup, 1975. Steady state water quality modeling in streams. - J. Env. Eng. Div. ASCE 101: 245-258.

Wilson, G.T. & N. Macleod, 1974. A critical appraisal of empirical equations and models for the prediction of the coefficient of reaeration of deoxygenated water. Wat. Research 8: 341-366.

Winkler, L.W. 1889. Die Löslichkeit des Sauerstoffes im Wasser. - Ber. Deutsch. Chem. Ges. 22: 1764-1774.

Winkler, L.W. 1891. Die Löslichkeit der Gase im Wasser. - Ber. Deutsch. Chem. Ges. 24: 3602-3610.

Wong, S.L. & B. Clark, 1979. The determination of desirable and nuisance plant levels in streams. - Hydrobiologia 63: 223-230.

Wong, S.L., B. Clark & D.S. Painter, 1976. Application of underwater light measurements in nutrient and production studies in shallow rivers. - Freshwater Biol. 6: 543-550.

Recycled paper
ISSN 0105 3094
ISBN 87-503-3939-7
Atlas Bogtryk København
Fu 00-91