

DANMARKS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE
III. RÆKKE. NR. 32
GEOLOGICAL SURVEY OF DENMARK. III. SERIES. NO. 32

Geoelektriske Undersøgelser i Danmark og Skåne 1953

Af

Theodor Sorgenfrei

English Summary:

Geo-electric Surveys
in Denmark and Scania 1953

I Kommission hos
C. A. REITZELS FORLAG (AXEL SANDAL)
KØBENHAVN 1955

Med 3 tavler

With 3 plates

DANMARKS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE

III. RÆKKE. NR. 32

Geological Survey of Denmark. III. Series. No. 32

Geoelektriske Undersøgelser i Danmark og Skåne 1953

Af

Theodor Sorgenfrei

English Summary:

Geo-electric Surveys
in Denmark and Scania 1953

I Kommission hos

C. A. REITZELS FORLAG (AXEL SANDAL)

KØBENHAVN 1955

Med 3 tavler
With 3 plates

FORORD

Geoelektriske metoder har i udlandet været anvendt som hjælpemiddel ved rent videnskabelige og navnlig praktisk geologiske undersøgelser i en lang årrække. Årsagerne til, at de så forholdsvis sent har fundet anvendelse i Danmark er af forskellig art. En råstofefterforskning i videre forstand med sigte på f. eks. malme, som har dannet baggrunden for geoelektriske metoders fremgang i Sverige og andre lande, har af naturlige grunde ikke været aktuel i Danmark, selvom der forbigående er anvendt resistivitetsmålinger i forsøg på at kortlægge brunkulsforekomster og lignende (I. BERTHELSEN 1940). Ved opsporingen af vandførende lag har geoelektrisk metodik i nogen grad været overflødiggjort, idet man ved D.G.U. i Borearkivets og Kemisk Laboratoriums samlinger af borejournaler, jordprøver og vandanalyser har haft et udgangsmateriale til at stille prognoser om grundvandsforhold og dybgrundens bjergarter m. v.

Af det efterfølgende vil imidlertid også fremgå, at det udstrakte kendskab til landets geologiske forhold, som er resultatet af den løbende behandling af det indkomne materiale fra boringer, er en udmærket baggrund for modstandsmålinger i Danmark, idet navnlig de kvartærgeologiske forhold stiller særlige krav til udarbejdelsen af metodik og fortolkningen af de geofysiske resultater.

Efter at have sat mig ind i resistivitetsmetodens praktiske og teoretiske muligheder i forbindelse med undersøgelsen af objekter under jordoverfladen har jeg i løbet af 1952 og 1953 udarbejdet en fremgangsmåde til undersøgelsen af de i geoelektrisk henseende særligt komplicerede geologiske og hydrologiske forhold, som råder i Danmark.

I det følgende beskrives resultaterne af de herefter udførte undersøgelser. Hovedprincippet har i de enkelte tilfælde været fremskaffelsen af et regionalt overblik ved hjælp af en elastisk tilrettelagt linieprofilopmåling og dernæst opmåling af punktprofiler i påfaldende resistivitetsanomalier for at få et indtryk af jordmodstandens vertikale variation. Planlægningen af det geofysiske arbejde er sket på grundlag af en forudgående detailleret geologisk analyse af undersøgelsesområderne.

Metodikken er udarbejdet bl. a. med sigte på opsporingen af vandførende lag og med henblik på løsningen af forskellige hydrologiske problemer, som er af væsentlig betydning ved indvinding af grundvand i Danmark.

Ved fremlæggelsen af undersøgelserne fra 1953 er der grund til at understrege, at de er fremkommet ved en række medarbejders fællesindsats. De enkeltes arbejdsområder er nævnt side 25. Det er mig en glæde at kunne takke alle for veludført arbejde. Uden at tilsidesætte nogen må jeg fremhæve civilingeniør PER HOLM ANDERSEN, som har haft ansvaret for de indledende fundamentale teoretiske og praktiske elektro-tekniske studier, der gik forud for iværksættelsen af undersøgelserne, ligesom han også har udført en stor del af markarbejdet.

Det har været en betydelig støtte for vort arbejde, at cheffingeniør H. HEDSTRÖM, A.B. Elektrisk Malmletning, Stockholm, har vist os den store velvilje at overlade os sine beregningskurver til fortolkningen af punktprofilerne. Jeg vil udtale min bedste tak for dette udtryk for frugtbart samarbejde.

Docent, civilingeniør G. WEIJMAN-HANE, Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg, vil jeg takke for samarbejdet ved undersøgelserne i Skåne og for tilladelsen til i denne afhandling at anvende en række oplysninger om ikke-offentliggjorte borer.

Professor, dr. techn. H. LOTTRUP KNUDSEN, Danmarks Tekniske Højskole, har kritisk gennemgået den elektrotekniske del af afhandlingen, og professor dr. DAVID H. FRISCH, Massachusetts Institute of Technology har læst korrektur på den engelske sammenfatning. Idet jeg takker for de værdifulde rettelser og forslag, som derved er kommet arbejdet til gode, må jeg understrege, at fejl og mangler iøvrigt naturligvis må falde tilbage på mig selv.

Charlottenlund, d. 1. 2. 1955

THEODOR SORGENFREL.

INDHOLD – CONTENTS

| | Side | English Summary p. |
|---|------|-----------------------|
| Abstract..... | 7. | |
| Indledning..... | 8. | |
| Uddrag af teorien for modstandmålinger med Wenner's 4-elektrodesystem..... | 12. | |
| Linieprofilopmåling..... | 19. | |
| Indflydelsen af heterogeniteter i jordskorpen..... | 20. | |
| Undersøgelserne i året 1953..... | 23. | 80 |
| Apparatur og operationer i marken..... | 23. | |
| Arbejdsprogram..... | 24. | |
| Undersøgelserne..... | 26. | 81 |
| 1. Herstedøster..... | 26. | 81 |
| 2. Lille Linde, Stevns og Karise..... | 27. | 82 |
| 3. Langstrup..... | 34. | 84 |
| 4. Landet, Tåsinge..... | 40. | 86 |
| 5. Ängelholm (Skåne)..... | 44. | 89 |
| 6. Veberöd (Skåne)..... | 47. | 90 |
| 7. Skive..... | 51. | 91 |
| 8. Lemvig..... | 54. | 92 |
| 9. Tåstrup..... | 56. | 93 |
| 10. Rislev..... | 60. | 93 |
| 11. Åbenrå..... | 65. | 95 |
| 12. Ollerup..... | 68. | 95 |
| 13. Marslev..... | 74. | 96 |
| Oversigt over undersøgelsesresultater..... | 77. | 97 |
| Specifikke modstande for en række danske aflejringer..... | 78. | |
| Specific resistivities of some Danish deposits..... | 78. | |
| English Summary..... | 79. | |
| Litteratur..... | 98. | |
| Tavle I—III | | |

ABSTRACT

The earth resistivity surveys which have been carried out in Denmark and Scania (Southern Sweden) during 1953 in accordance with the WENNER-method include both research and exploration projects.

The particular problem involved in resistivity surveys in Denmark is related to the heterogenous bedding of the Glacial Drift which covers practically the whole country. Level and geologically uniform measuring grounds were therefore selected for particular research projects during the initial stage of the survey in 1953 in order to obtain relatively simple combinations of physical factors in the subsurface.

The final goal of the work was to elaborate a suitable method for mapping of sand and gravel aquifers in the Glacial Drift, bed-rock topography, saltwater occurrences, etc. It was soon realized that a combined method using both trenching measurements and vertical electrical drilling would be the most applicable. Such procedure was applied to fundamental geo-hydrologic problems in different parts of the country after careful geologic planning in each case. The well logs on file in the Well Record Department of the Geological Survey were the very important basis for this work.

The geo-electric work carried out during 1953 has shown that resistivity surveys may yield both scientific and practical results of general value even in a geologically complex region as the Glacial Drift area of Denmark. This is illustrated by 13 case histories of which no. 1, 2, 3, 9, and 10 cover research projects while the rest deals with the location or investigation of aquifers for rural and municipal waterworks.

INDLEDNING

Der er i tidens løb udviklet en række fysiske målemetoder, ved hjælp af hvilke man fra jordoverfladen bestemmer størrelsesordenen af forskellige fysiske egenskaber knyttet til jordskorpen. Der er samtidig udfoldet ret store bestræbelser for at føre metoderne frem til stadig større fuldkommenhed. Sådanne bestræbelser er navnlig opmuntret ved, at disse »geofysiske« metoder har fundet en udstrakt anvendelse indenfor den praktiske råstofeffterforskning, og at man ved hjælp af dem har opnået en væsentlig nedsættelse af udgifterne ved udførelsen af praktiske geologiske undersøgelser.

Den anvendte geofysik, som navnlig er udarbejdet i tilknytning til mineral- og olieprospektering, omfatter følgende vigtige hovedgrupper:

1. Jordmagnetiske metoder.
2. Tyngdemålingsmetoder.
3. Lydforplantningsmålinger i forbindelse med kunstigt fremkaldte jordskælv.
4. Elektriske metoder.

Ved de jordmagnetiske målinger bestemmes magnetkraftens intensitet i terrænet på en række stationer, hvis antal og placering er afhængig af den stillede opgave. Da magnetisme navnlig er knyttet til metallisk jern og nikkel samt til magnetjærnsten vil det sige, at man ved magnetiske målinger kun i sjældne tilfælde er i stand til at få en påvirkning, der skyldes de lagdelte jordlag. Magnetiske metoder har derfor kun en begrænset anvendelse. Ved hjælp af dem forsøger man især at skaffe sig et overblik over grundfjældets forhold, hvad enten det ligger i stor eller ringe dybde.

Tyngdemålinger udføres efter to eller tre metoder dels som pendulmålinger og dels som direkte tyngdemålinger, ved hjælp af hvilke man bestemmer tyngdekraftens størrelse eller tyngdefeltets intensitet på stationer, hvis antal og placering i terrænet ligesom ved de magnetiske målinger retter sig efter opgavens art. Ved hjælp af såkaldte snovægte foretages mere indirekte målinger af tyngdefeltet, idet man ved dem får et udtryk for tyngdekraftens variation.

Da alt stof er i besiddelse af masse, omfattes alle jordskorpens lag af tyngdemålinger i modsætning til de magnetiske målinger.

De beregnede resultater, som fremkommer både ved de magnetiske målinger og ved tyngdemålinger, vil oftest blive anskueliggjort ved kortbilleder. Man indfører de beregnede værdier på et kort med de enkelte stationer og trækker kurver igennem punkter med samme intensitet. Derved fremkommer et kurvebillede, som karakteriserer anomalier i området i forhold til et teoretisk normalfelt. Anomalibilledet bliver derefter fortolket geologisk.

Både ved tyngdekort og kort over magnetkraftens intensitet vil man navnlig kunne opnå at få et overblik over regionale strukturforhold i jordskorpen; derimod er det oftest ugørligt at få en klar forestilling om, hvilke lag der medvirker til at frembringe de lokale afvigelser, for slet ikke at tale om dybden til lagene.

Ved målingerne af lydforplantningen ved kunstige jordskælv udnytter man ekkovirkningen, der er knyttet til grænsefladerne mellem jordlagene, samt brydningen af lydbølgerne langs sådanne lagflader. På en filmstrimmel registreres tidspunktet for eksplosionen, hvorved det kunstige jordskælv frembringes, og tidspunkterne for de efterhånden ankommende lydbølger, som er kastet tilbage fra lagflader i dybet. Det hele afbildes grafisk på millimeterpapir, og man vil ved særlige opstillinger af måleapparatet i nogen udstrækning kunne bestemme hastigheden for lydbølgerne og dermed også kunne beregne dybder til reflexionsfladerne og refraktionsfladerne.

Ved tilstrækkeligt omfattende studier og sammenligning med kendte geologiske forhold i området vil man herefter kunne danne sig en forholdsvis velbegrundet forestilling både om jordlagenes art, dybde og struktur på grundlag af de seismiske undersøgelser.

De elektriske metoder har været anvendt på forskellige måder til opklaringen af forhold under jordoverfladen. I virkeligheden har disse metoder allerede fundet anvendelse på et forholdsvis tidligt tidspunkt for over hundrede år siden. I modsætning til de førnævnte metoder har geoelektriken navnlig været anvendt i forbindelse med malmefforforskning og i forbindelse med undersøgelsesobjekter relativt nær ved jordoverfladen.

De elektriske metoder kan inddeles på følgende måde:

1. Metoder til udforskning af naturligt forekommende elektriske strømme i jorden.
 - a. Lokalt optrædende strømme.
 - b. Telluriske strømme.
2. Metoder i forbindelse med etableringen af kunstige elektriske felter.
 - a. Ved tilførelse af elektrisk strøm.
 - b. Ved induktion.

I forbindelse med malmforekomster optræder elektrokemiske processer, hvorved der i malmkroppe opstår potentialforskelle, som følge af de tilstødende grundvandsniveauers forskellige ionindhold og ionkoncentrationer. Som følge af iltning i forbindelse med grundvandets indvirkning i nærheden af jordoverfladen bliver den øvre del af en malmforekomst således negativ, den nedre positiv, og en elektrisk strøm opstår derfor både i malmlegemet og i de omgivende bjergarter.

Efterforskningsarbejder i forbindelse med sådanne malme går ud på at måle potentialet imellem forskellige punkter på jordoverfladen, hvorved eventuelle malmforekomster vil kunne lokaliseres som negative centrer.

Telluriske strømme er uregelmæssige strømme som optræder regionalt i jorden. De står i nøje relation til variationerne i jordens magnetfelt og iagttages navnlig i tilknytning til de magnetiske forstyrrelser, der betegnes som magnetiske storme. Ved undersøgelsen af de telluriske strømme måles potentialforskellene på forskellige steder. Det har vist sig, at potentialerne, som man måtte vente, er meget afhængige af den elektriske modstand i jordskorpen. Ved kortlægningen af potentialerne har man derfor været i stand til at afgrænse store regionale struktur-enheder eller bjergartsmassiver.

Kunstige elektriske felter frembringes ved, at der sendes en elektrisk strøm ned i jorden ved hjælp af et batteri, en generator eller lignende eller ved induktion. Der foretages herefter målinger af potentialforskellene eller af det elektromagnetiske felt, som frembringes af jordstrømmene.

Inden vi går over til en enkelt af disse målemetoder, som i 1953 har været anvendt af Danmarks Geologiske Undersøgelse vil vi forsøge at danne os et overblik over, hvilken indflydelse jordlagenes egenskaber har eller kan tænkes at have på jordstrømmene.

Betragter man jordlagene, således som de forekommer i naturen, kan man generelt skelne imellem følgende tilstandsformer: fast, flydende og luftformig, repræsenteret ved: 1. de enkelte jordpartikler, 2. porevandet og 3. poreluft (se f. eks. FRITSCH 1949).

En elektrisk strøm, som går igennem jordlagene vil gennemløbe en modstand, som er en slags gennemsnitsmodstand for jordpartiklernes, porevandets og jordluftens modstand. Da luften ikke er ledende, er det klart, at jordpartiklernes beskaffenhed og porevandets mængde og sammensætning er afgørende faktorer for ledningsevnen. Oftest er det porevandets sammensætning, som er bestemmende for ledningsevnen. Afganske væsentlig betydning er naturligvis vandets indhold af opløste stoffer (og derved ionkoncentrationen), idet man må gå ud fra, at strømmen i jord-

lagene for en væsentlig del »bæres« af ionerne i porevandet (elektrolytisk ledning). Jo flere ioner der findes, desto mindre modstand vil strømmen gennemløbe.

Betragter vi forholdene i jordskorpen i store træk, kan man herefter regne med følgende forhold, idet vi først tager hensyn til lagenes vandindhold: Over grundvandspejlet vil man normalt kunne komme ud for lag med mere eller mindre luftfyldte porer med et minimum af vand, hvori modstanden er stor. På forhånd må man vente, at lerlag over grundvandspejlet indeholder mere porevand end sandlag og altså alene af den grund må udvise ringere modstand end sandlag. Under grundvandspejlet vil der teoretisk være en mulighed for, at porevolumen vil indvirke på modstandens størrelse. Som bekendt er porevolumen i sand- og gruslag normalt mindre end i lerlag, vandtværnsnittet, som den elektriske strøm gennemløber, vil derfor være mindre i sådanne lag end i ler; m. a. o. ledningsevnen, vil være mindre og modstanden større i sand end i ler, også i grundvandsområdet (se f. eks. FISCH 1946).

Med hensyn til mineralpartiklernes indflydelse på ledningen af den elektriske strøm er det iøvrigt vigtigt at erindre, at man fra et atomfysisk synspunkt skelner mellem følgende tre former for elektrisk ledning: 1. elektronledning, 2. elektrolytisk ledning og 3. dielektrisk ledning (HEILAND 1951).

Elektronledningen skyldes bevægelsen af frie elektroner og foregår i metalliske ledere og i malmminerale. Elektrolytisk ledning sker i væsker, der indeholder ioner, og skyldes transporten af ioner som nævnt ovenfor. Strømretningens skiften i vekselstrømsfelter frembringer forskydninger i mineralernes kerne- og elektronmønstre. Disse udsving forplanter sig gennem partiklerne, hvorved den elektriske strøm ledes. Denne form for ledning kaldes dielektrisk ledning. Når man ser bort fra forskellige malmminerale, hvori der foregår elektronledning, er mineralerne almindeligvis dårlige ledere. Der er dog grund til at pege på særlige forhold ved lerminerale.

Som bekendt indeholder ler meget små partikler, der oftest består af mere eller mindre flade og tavleformede minerale. Man kender en række lerminerale med forskellige egenskaber. Af særlig interesse i denne sammenhæng er lermineraleenes såkaldte ionbytningssevne, som ytrer sig ved, at de er i stand til at ombytte kationer, f. eks. natriumioner, med andre kationer f. eks. calciumioner fra omgivende grundvand. (se f. eks. H. ØDUM W. CHRISTENSEN 1936, p. 38). Denne evne skyldes dels tilstedeværelsen af frie negative ladninger langs mineralernees rande, der svarer til iturevne atombindinger, og dels substitution i krystallernes atomgitter. Hos mineralerne kaolinit, halloysit og illit er ionbytningssevnen øjensynlig navnlig knyttet til de frie ladninger medens ionbytningen hos f. eks. montmorillonit og vermiculit tilsyneladende hovedsagelig sker ved substitution (GRIM 1953).

Ved aftagende partikelstørrelse tiltager antallet af frie ladninger langs randene og dermed ionbytningsvevnen. Denne er dog ikke afhængig af partikelstørrelsen alene, idet ionbytningsvevnen navnlig er knyttet til lerminerallerne. Ionbytningsvevnen hos ikke-lermineraller, selv hvor der er tale om små partikelstørrelser, er oftest ubetydelig. Dog har visse zeolitmineraller forholdsvis stor ionbytningssevne (GRIM, l.c.).

En vis mængde af de adsorberende kationer er ioniseret. Mængden er afhængig af mineralet, vandindholdet, koncentrationen af ler-vand-systemet, kationerne i vandet, disses koncentration og arten af de adsorberede ioner.

Da lerlag og skiferlag (der oprindeligt også er dannet som ler) er gode ledere for den elektriske strøm, sammenlignet med andre jordlag, og har tilsvarende lille modstand, er det efter det ovenfor nævnte rimeligt at slutte, at den store ledningsevne bl. a. skyldes lerminerallerne ionisering.

Uddrag af teorien for modstandsmålinger med WENNER'S 4-elektrodesystem.

Modstanden R i en leder er ligefrem proportional med lederens længde l og omvendt proportional med tværsnittet s efter formlen:

$$R = \varrho \cdot \frac{l}{s} \quad (1)$$

hvor ϱ er en konstant, der kaldes for den specifikke modstand og afhænger af lederens bestanddele. Den er lig med modstanden mellem to parallelle sider i en terning af stoffet med siden 1 cm og udtrykkes i ohm-centimeter. Da brugen af enheden ohm-centimeter oftest resulterer i høje numeriske værdier for den specifikke modstand anvendes i praksis ved måling af modstanden i jordlagene også enheden ohm-meter, svarende til modstanden af en terning med siden 1 m. Af ovenstående formel følger, at en ohm-meter er lig 100 ohm centimeter.

Et stofs ledningsevne σ defineres som den reciproke værdi af ϱ :

$$\sigma = \frac{1}{\varrho} = \frac{1}{sR} \quad (2)$$

Teorien for de elektriske jordundersøgelsesmetoder er ret kompliceret. Der findes en omfangsrig litteratur herom. En af de simpleste målemetoder er udarbejdet af WENNER (1915). Ved hjælp af f. eks. en generator med en EMK på nogle hundrede volt etableres efter denne metode en spænding mellem 2 strømelektroder, der stikkes i jorden med en passende afstand. Mellem strømelektroderne anbringes to potentialelektroder på linie med strømelektroderne. Potentialelektroderne indbyrdes afstand

og afstanden mellem strøm- og følgende potentialelektrode er $\frac{1}{3}$ af afstanden mellem strømlektroderne ($=a$). Potentialelektroderne fører til et voltmeter eller en spændingsspole i et ohmmeter, hvorved potentialforskellen mellem potentialelektroderne kan måles, når disse er placeret i jorden i punkter af det af strømlektroderne frembragte elektriske felt som skitseret i fig. 2. Man kan på denne måde få et udtryk for jordens ledningsevne imellem potentialelektroderne.

Betragter man en elektrisk strøm I , der ved elektroden E (fig. 1) føres til jorden, som forudsættes homogen og har en specifik modstand ϱ , vil potentialet V i et punkt P i afstanden r fra strømkilden være: $V = \varrho \frac{I}{2\pi r}$

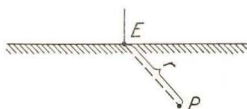


Fig. 1.

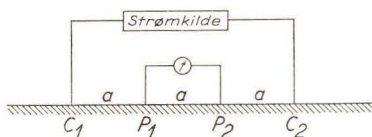


Fig. 2.

Med den samme forudsætning af jordens homogenitet kan potentialforskellen mellem to potentialelektroder i et Wenner-system beregnes ved at betragte forskellen imellem potentialerne ved de to potentialelektroder (P_1 og P_2), som frembringes ved, at strøm føres henholdsvis til og fra de to strømlektroder C_1 og C_2 (fig. 2) (WENNER 1915, NETTLETON 1940).

Potentialet ved P_1 på grund af strømmen, der ledes til jorden ved C_1 er $\varrho \frac{I}{2\pi a}$, og potentialet, der skyldes strømmen, som forlader jorden ved C_2 er $-\varrho \frac{I}{2\pi \cdot 2a}$. Det samlede potential ved P_1 er således:

$$V_1 = \varrho \frac{I}{2\pi} \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} \right) = \varrho \frac{I}{2\pi} \left(\frac{1}{2a} \right)$$

På samme måde fås potentialet ved P_2 :

$$V_2 = \varrho \frac{I}{2\pi} \left(-\frac{1}{a} + \frac{1}{2a} \right) = -\varrho \frac{I}{2\pi} \left(\frac{1}{2a} \right)$$

Potentialforskellen imellem P_1 og P_2 er således:

$$V = V_1 - V_2 = \varrho \frac{I}{2\pi a}$$

Med anvendelsen af dette elektrodesystem er jordens specifikke modstand altså:

$$\varrho = \frac{V}{I} \cdot 2\pi a \quad (3)$$

V repræsenterer som nævnt potentialforskellen imellem potentialelektroderne og I den i kredsen forløbende strøm. Ved de fleste instrumenter måles disse individuelle størrelser ikke, men derimod den samlede modstand R , som strømmen gennemløber mellem potentialelektrodernes ækvipotentialflader. Da R ifølge Ohms lov er lig $\frac{V}{I}$ kan formelen herefter skrives:

$$\varrho = 2\pi \cdot a \cdot R \quad (4)$$

Ved hjælp af denne formel kan man altså beregne jordens specifikke modstand, hvilket også er sket ved D.G.U.'s målinger i 1953.

Under den givne forudsætning, at jorden er homogen, kan man vise, at halvdelen af strømmen passerer gennem et vertikalplan midt imellem de to strømelektroder, vinkelret på deres forbindelseslinie, ovenfor en dybde, der er lig med halvdelen af afstanden mellem de to strømelektro-

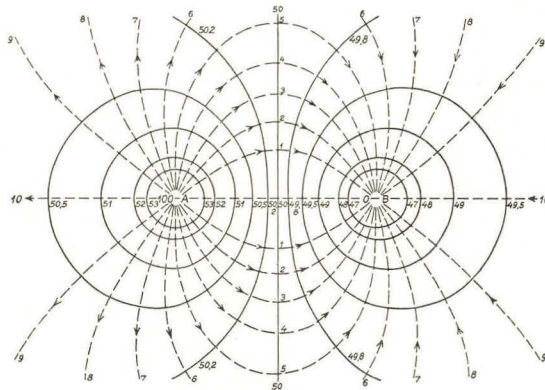


Fig. 3. Elektrisk strømfelt i homogen jord. Ækvipotentialfladernes skæring med billedplanet vist ved fuldt optrukne linier og strømli-
nieri vist ved stiplede linier. Strømli-
nieriens retning er betinget af, at den i ethvert punkt er vinkelret på ækvipotentialfladen gennem
punktet. (Efter SCHLUMBERGER 1930).

der ($\frac{3}{2}a$). Den anden halvdel af strømmen passerer under denne dybde (se f. eks. NETTLETON 1940). Indtrængningsdybden for halvdelen af strømmen er således afhængig af elektrodeafstanden. Forøges elektrodeafstanden, trænger denne del af den elektriske strøm dybere ned i jorden. Fig. 3 er en skematisk fremstilling af strømli-
nieriens fordeling mellem to poler A og B og ækvipotentialfladernes skæring med billedplanet. Drejes

billedet om akse $A-B$ i lodret stilling og sættes $A-B$ lig med jordoverfladen, fås et indtryk af strømmens fordeling i dybet under $A-B$.

Den opstillede forudsætning om jordens homogenitet træffes meget sjældent i naturen. Anvendes formelen derfor i praksis ved modstandsmålinger vil ρ repræsentere en tilsyneladende specifik modstand, en slags gennemsnitsværdi af alle specifikke modstande (både for flydende og faste bestanddele i jordlagene), som strømmen ved den pågældende elektrodeanordning gennemløber. Modstanden afhænger navnlig af jordlagene mellem potentialelektroderne med et tværsnit, der svarer til kvadratet på halvdelen af afstanden mellem strømelektroderne $(\frac{3}{2}a)^2$ (WENNER).

Foretages en række modstandsmålinger omkring samme punkt med stadig større spredning af elektrodesystemet (forøgelse af a) vil strømmen samtidig trænge ned til større og større dybde og derved inddrages de tilsvarende lags modstande i udtrykket for ρ . En grafisk fremstilling i form af en kurve, der viser afhængigheden mellem den tilsyneladende specifikke modstand og elektrodeafstanden a vil kunne give oplysninger om de enkelte lags sande specifikke modstande og om dybden, hvori lagene forekommer. Denne opmålingsteknik benævnes punktprofilopmåling, idet man med den gældende tilnærmelse kan sige, at man måler modstandsværdier for lagene under centret af elektrodesystemet, der ligger fast under målingerne.

Den tilsyneladende specifikke modstand ρ_a , svarende til elektrodeafstanden a i den Wenner'ske opstilling kan f. eks. afbildes i et retvinklet, dobbeltlogaritmisk koordinatsystem ved en kurve, der viser afhængigheden mellem ρ_a og elektrodeafstanden a .

Udledningen af Wenner's formel forudsætter som nævnt homogenitet i jordlagene, der inddrages i målingerne, og derved også samme specifikke modstand. Disse ideelle forhold vil naturligvis bevirke, at kurven for ρ_a fremtræder som en vandret, ret linie.

Anvendes Wenner's metode til udregningen af den tilsyneladende specifikke modstand ρ_a efter Wenners formel ved modstandsmålinger over vekslende lag, altså ud over formlens forudsætninger, vil ρ_a -kurven naturligvis kun ved små værdier af a være en vandret linie. Ved målinger med større a -værdier får man efterhånden en påvirkning af dybereliggende lag, hvis modstand afviger fra overfladelagets. Kurvens form kan være yderst varierende.

Forskellige forskere som H. HEDSTRÖM (1928), J. N. HUMMEL (1929), TAGG (1931) (jfr. HEILAND) m. fl. har udregnet formler og kurver for ρ_a i forhold til a ved to- og flerlagssystemer med planparallele grænser. For et tolagssystem, hvor det øverste lag har mægtigheden h og sand specifik modstand ρ_1 , og det underliggende lag strækker sig til større dybde, end målingen i praksis indbefatter, og har sand specifik modstand

ϱ_2 , fandt HUMMEL følgende uendelige række som udtryk for den tilsyneladende specifikke resistivitet:

$$\frac{\varrho_a}{\varrho_1} = 1 + 4 \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ \frac{\left[\left(1 - \frac{\varrho_1}{\varrho_2} \right) : \left(1 + \frac{\varrho_1}{\varrho_2} \right) \right]^n}{\sqrt{1 + \left(2n \frac{h}{a} \right)^2}} - \frac{\left[\left(1 - \frac{\varrho_1}{\varrho_2} \right) : \left(1 + \frac{\varrho_1}{\varrho_2} \right) \right]^n}{\sqrt{4 + \left(2n \frac{h}{a} \right)^2}} \right\} \quad (5)$$

Udtrykket $\left(1 - \frac{\varrho_1}{\varrho_2} \right) : \left(1 + \frac{\varrho_1}{\varrho_2} \right) = \frac{\varrho_2 - \varrho_1}{\varrho_2 + \varrho_1}$ benævnes k og herefter kan formelen også skrives:

$$\varrho_a = \varrho_1 \left\{ 1 + 4 \sum_{n=1}^{\infty} k^n \left[\frac{1}{\sqrt{1 + \left(2n \frac{h}{a} \right)^2}} - \frac{1}{\sqrt{4 + \left(2n \frac{h}{a} \right)^2}} \right] \right\} \quad (6)$$

Ved målinger kan ϱ_1 måles indledningsvis ved en tilstrækkelig lille elektrodeafstand, medens målinger med større a giver udtryk for ϱ_a , der ved ligning (6) fremstilles ved de fire uafhængigt variable a , h , k og ϱ_1 .

Med hensyn til udledningen af formlerne (5) og (6) må der henvises til den geofysiske faglitteratur (se f. eks. HEILAND 1951). Der er grund til i denne forbindelse at pege på det interessante forhold, at resistivitetmetoder på mange måder viser lighedstræk med seismiske refraktionsmetoder.

De benyttede beregninger og formler gælder for jævnstrøm. De viser, at jævnstrømmens effektive indtrængningsdybde i homogen jord kun er afhængig af elektrodeafstanden. Der er således teoretisk ingen grænse for, hvor dybt man kan nå med jævnstrømsmålinger.

Anvendes vekselstrøm gælder formlerne med en vis tilnærmelse, så længe der er tale om lave frekvenser. Indtrængningsdybden for vekselstrøm er bl. a. en funktion af frekvensen og jordens ledningsevne σ ; indtrængningsdybden aftager med stigende frekvens.

Til trods for vekselstrømsmålingernes begrænsninger foretrækkes de ofte, da de af forskellige årsager er lettere at udføre (se den geofysiske litteratur).

TAGG og andre har udarbejdet kurveskarer, der for de enkelte værdier af a giver $\frac{\varrho_a}{\varrho_1}$ som funktion af h , med k -værdierne 1; 0,9; 0,8...0...-0,9; -1 som kurveparametre (se f. eks. HALLENBACH 1943 og HEILAND 1951). Metoden er udvidet til også at kunne anvendes ved flere lag. Efter at h_1 , ϱ_1 og ϱ_2 er bestemt som antydnet ovenfor, bliver de to øverste

lags modstande beregningsmæssigt sammenfattet til een modstand ϱ_m . Dybden h_2 til den næste laggrænse kan herefter beregnes som ovenfor. Efter denne fremgangsmåde kan man under forudsætning af en vis lagtykkelse teoretisk beregne dybden til alle laggrænser i et planparallelt system.

Ved den af D.G.U. anvendte praksis har det været muligt at udnytte A/B ELEKTRISK MALMLETNINGS beregningsmetode, som er baseret på en ikke publiceret teoretisk behandling af hele problemkomplekset, udarbejdet i manuskript i 1928 af ingeniør H. HEDSTRÖM. Manuskriptet og de beregnede kurver, der repræsenterer en betydelig arbejdsindsats, er på velvilligste måde stillet til vor rådighed af forfatteren.

Efter HEDSTRÖMS metode anbringes den på gennemsigtigt papir optegnede empiriske kurve, der viser, de målte ϱ_a -værdier som funktion af a akseparallelt på de beregnede kurver (diagram I, fig. 4), således at den empiriske kurves første del dækker en af diagrammets $\frac{\varrho_a}{\varrho_1} \frac{a}{h}$ kurver. Den pågældende kurves parameter giver umiddelbart et udtryk for $\frac{\varrho_2}{\varrho_1}$ medens h_1 og ϱ_1 fås ved koordinaterne af punktet $P \left(\frac{a}{h} = 1, \frac{\varrho_2}{\varrho_1} = 1 \right)$ i koordinatsystemet for den empiriske kurve, hvor dette punkt kaldes A . Hermed er de specifikke modstande af de 2 øverste og tykkelsen af det øverste lag kendt.

Idet h_1 er tykkelsen af det øverste lag og h_2 af de to øverste lag, ϱ_1 og ϱ_2 de specifikke modstande for disse to lag og ϱ_m gennemsnitsregneværdien af den specifikke modstand for de to sammenfattede lag har HEDSTRÖM afbildet kurveskarer for $\frac{\varrho_m}{\varrho_1}$ som ifølge KIRCHHOFFS udtryk

$$\frac{\varrho_m}{\varrho_1} = \frac{\varrho_2}{\varrho_1} = \frac{\frac{h_2}{h_1}}{\frac{\varrho_2}{\varrho_1} + \frac{h_2}{h_1} - 1}$$

er en funktion af de 2 uafhængigt variable $\frac{h_2}{h_1}$ og $\frac{\varrho_2}{\varrho_1}$ med parametre $\frac{\varrho_2}{\varrho_1}$ og abscisser $\frac{h_2}{h_1}$ (diagram II fig. 5).

Det empiriske diagram anbringes akseparallelt på diagram II, således at A falder i dette diagrams $P_1 \left(\frac{h_2}{h_1} = 1, \frac{\varrho_m}{\varrho_1} = 1 \right)$ og den til den i diagram I fundne $\frac{\varrho_2}{\varrho_1}$ -værdi svarende kurve i diagram II indtegnes på det empiriske diagram. Ovennævnte fremgangsmåde gentages nu, idet punkt P på dia-

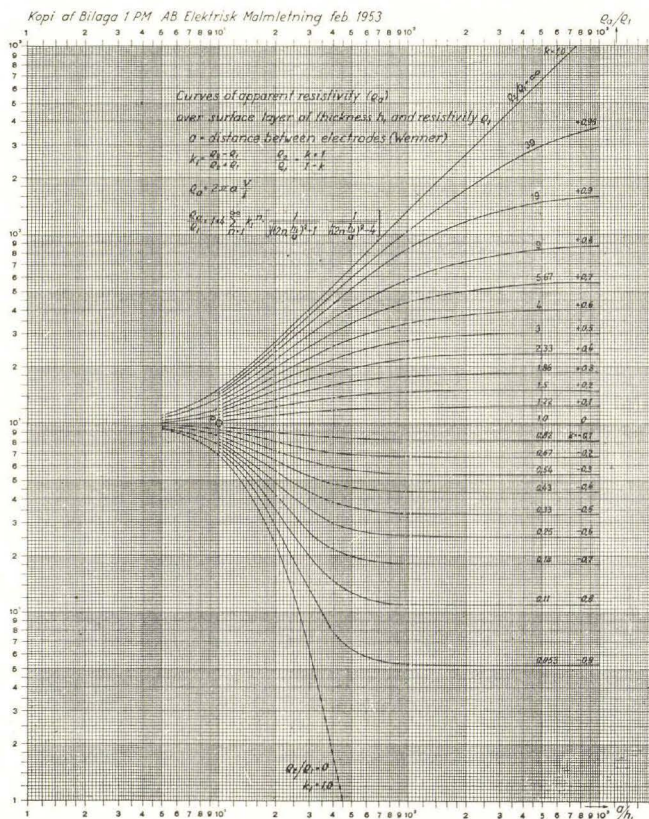


Fig. 4. Kurver, der viser den tilsyneladende modstand ρ_a ved overfladen af et lag med mægtighed h_1 og specifik modstand ρ_1 underlejret af lag med specifik modstand ρ_2 . a = elektrodeafstand (Wenner system). Se iøvrigt teksten side 17.

Curves of apparent resistivity ρ_a over surface layer of thickness h_1 and resistivity ρ_1 underlain by layer of resistivity ρ_2 ; a = distance of electrodes (Wenner system). According to HEDSTRÖM 1953.

gram I glider akseparallelt hen ad den indtegnede kurve, indtil den empiriske kurve atter på et stykke falder sammen med en kurve på diagram I. Punktet på $\frac{\rho_m}{\rho_1}$ kurven, hvor P ligger ved denne 2. dækning angiver ved sine koordinater i diagrammet med den empiriske kurve h_2 og ρ_m , medens kurven på diagram I svarende til dækning 2 med sine parametre » $\frac{\rho_2}{\rho_1}$ « angiver $\frac{\rho_3}{\rho_m}$, idet man som nævnt har slået ρ_1 og ρ_2 lagene sammen til eet med den specifikke modstand ρ_m . Det tredje lag (ρ_3) optræder altså nu overfor det forenede $\rho_1 - \rho_2$ lag som tidligere det andet (ρ_2) overfor det første (ρ_1). Dermed er h_2 og ρ_3 kendte.

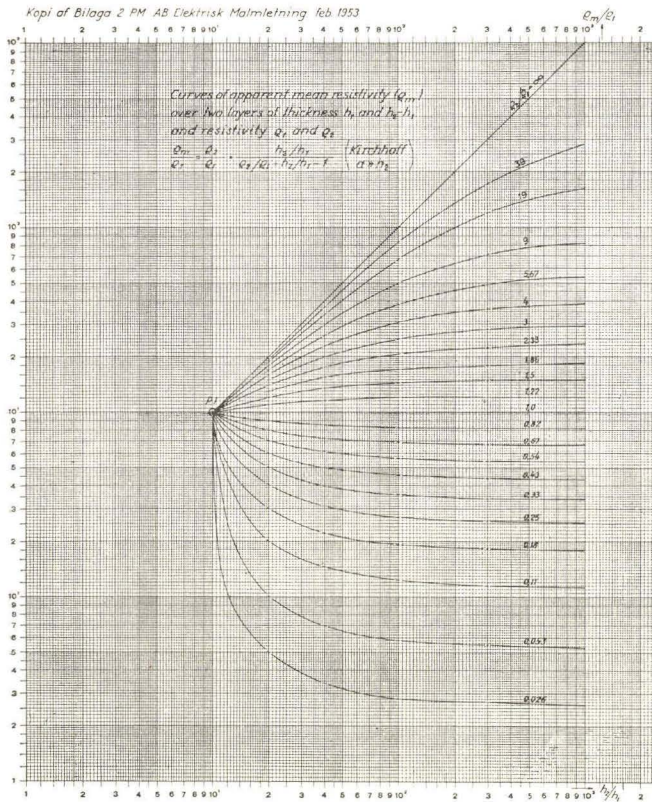


Fig. 5. Kurver, der viser den tilsyneladende gennemsnitsmodstand ρ_m ved overfladen af to lag med mægtighederne h_1 og $h_2 - h_1$ og de specifikke modstande ρ_1 og ρ_2 . Se iøvrigt teksten side 17.

Curves of apparent mean resistivity ρ_m over two layers of thickness h_1 and $h_2 - h_1$ and resistivity ρ_1 and ρ_2 . According to HEDSTRÖM 1953.

Fremgangsmåden gentages, indtil hele den empiriske kurve fra opmålingen er behandlet.

Linieprofilopmåling.

Ved en anden målemetode flyttes hele elektrodesystemet med stadig samme elektrodeafstand a langs en på forhånd i terrænet fastlagt linie til afmærkede målepunkter med samme indbyrdes afstand, der oftest er lig med a eller lig med et simpelt multiplum af a .

Denne fremgangsmåde kaldes linieopmåling, kartering eller trenching. Man opnår ved den en række modstandsværdier, der med en vis tilnærmelse er udtryk for jordmodstanden til samme dybde.

Ved en passende placering af linieprofiler i et afgrænset terrænom-

råde vil man således opnå en række modstandsværdier, der giver en oversigt over den horisontale variation af lagserien til en bestemt dybde. I praksis har man lov til at regne med, at det fortrinsvis er lagene, der fra terrænoverfladen strækker sig ned til en dybde mellem a og $\frac{3}{2}a$, hvis modstande udtrykkes ved R , og man regner simpelthen med, at ρ repræsenterer modstanden for lagene til dybden a .

Indflydelsen af heterogeniteter i jordskorpen.

De opstillede idealtilfælde for udledningen af formlerne, der som nævnt omfatter, at jordlagene skal være homogene, at flerlagssystemer skal være planparallelle og have en vis udstrækning o. s. v. findes yderst sjældent og muligvis aldrig i naturen. Det har derfor en betydelig interesse for geoelektriske metoders praktiske anvendelse, at man beregningsmæssigt, experimentelt og empirisk danner sig et overblik over, hvorledes heterogeniteter af forskellig art i jordskorpen indvirker på de elektriske felter og de i forbindelse hermed udførte målinger. Selv de simpleste kombinationer af heterogeniteter i jordlagene er i fysisk-matematisk henseende så komplicerede, at man ved et forsøg på en forståelse af elektriske felters reaktioner i forhold hertil i de fleste tilfælde må nøjes med at anstille enkle generaliserende betragtninger. Som et eksempel herpå skal gode og dårlige ledes indflydelse på et elektrisk jordfelt illustreres i det følgende (væsentligt efter SCHLUMBERGER 1930).

Fig. 3, side 14 viser et idealiseret, elektrisk felt omkring to strømkilder. Man kan forestille sig to elektroder stukket ned i homogen jord set fra oven. Potentialet bevæger sig fra 100 ved A til 0 ved B . De fuldt optrukne linier er ækvipotentialfladernes skæring med jordoverfladen. Ækvipotentialfladerne nærmest polerne A og B er meget nær halvkugleformede. Den elektriske strøm bevæger sig som bekendt vinkelret på ækvipotentialfladerne og er symboliseret ved de med pile forsynede punkterede strømmlinier. Rejses figuren op i lodret stilling kan dens nedre halvdel under linie $A-B$ opfattes som en fremstilling af ækvipotentialflade- og strømlinieforløbet i et lodret snit i jorden under linie $A-B$.

Anbringes et stærkt ledende legeme i dette elektriske felt midt imellem A og B som antydnet i fig. 6 (lodrette potentialflader) vil potentialforskellen indenfor dette legeme naturligvis være ringe. Dette kan også udtrykkes på den måde, at det ledende legeme støder ækvipotentialfladerne bort fra sig, og da strømmen går vinkelret på disse, indsuger det ledende legeme samtidigt de elektriske strømmlinier, som vist på figuren.

Findes et absolut ikke-ledende legeme, en isolator, på samme sted, vil strømmen naturligvis gå uden om dette, og da ækvipotentialfladerne er vinkelrette på strømretningen, vil de få et forløb som gengivet skematisk på fig. 7. I lighed med ovenstående udtryksmåde for det ledende legeme

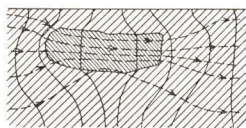


Fig. 6. Stærkt ledende legeme midt i et potentialfelt, hvor ækvipotentialfladerne normalt er lodrette (f. eks. midt mellem A og B på fig. 3, side 14). Optrukne linier: billedplanets skæring med ækvipotentialfladerne, strømlinier stiplede. (Væsentlig efter SCHLUMBERGER 1930).

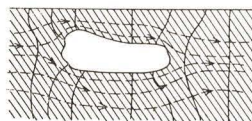


Fig. 7. Ikke-ledende legeme midt i potentialfelt, hvor ækvipotentialfladerne normalt er lodrette. Optrukne linier: ækvipotentialflader; stiplede linier: strømlinier. Sammenlign med fig. 6. (Væsentlig efter SCHLUMBERGER 1930).

kan man sige, at en svagt ledende masse vil »tiltrække« ækvipotentialfladerne og støde strømlinierne bort fra sig.

De skematiske tegninger giver ligeledes en forestilling om, at den ved overfladen registrerbare effekt af en inhomogenitet i jorden er afhængig af dens afstand fra jordoverfladen og af dens størrelse.

Indvirkningen af en særlig hyppigt forekommende inhomogenitet i naturen, forkastningsstrukturen, på et elektrisk felt er blevet beregnet af TAGG (se f. eks. HEILAND 1951). TAGG fandt, at en lodret forkastning,

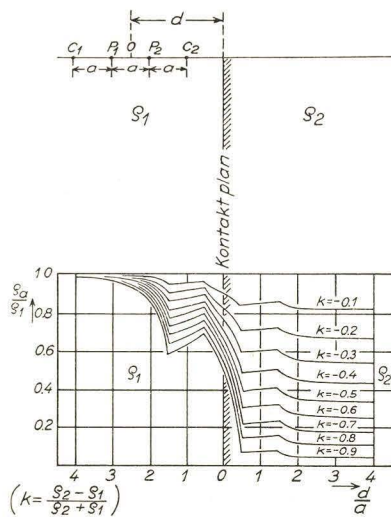


Fig. 8. Tilsyneladende modstande ved måling med 4-elektrode system ved en kontakt mellem to bjergarter med modstandene ρ_1 og ρ_2 udtrykt som funktion af afstanden d fra systemets centrum 0 til kontaktplanet med a som enhed (efter TAGG).

som når op til jordoverfladen, ikke øver nogen praktisk indflydelse på et Wenersystem, som er orienteret vinkelret på forkastningen, når centret for elektrodesystemet ligger i større afstand fra forkastningen end $4a$ (se fig. 8).

Denne erfaring kan også anvendes ved en betragtning over, hvilke krav man må stille til jordlagenes horisontale udstrækning for udførelsen af en punktprofilopmåling. Idet a i praksis sættes lig med den dybde, som målingerne omfatter, viser eksemplet med forkastningens indflydelse, at udstrækningen af lagene helst bør være $8a$; i praksis regner man dog med, at $5-6a$ er tilstrækkeligt.

Undersøgelserne i året 1953.

Apparatur og operationer i marken. Ved D.G.U.'s undersøgelse af jordmodstanden efter WENNERS metode er anvendt A/B Elektrisk Malmletnings »Earth Resistivity Meter type 766, no. 19«, der blev taget i brug d. 16/2 1953. Fig. 9 viser et apparat af denne type. Apparatet indeholder en hånddreven generator med måleudrustning opfattende dekademodstand, forstærker, galvanometer m. m. Ved en omdrejningshastighed på ca. 40 omdrejninger/min. udvikles 125 V, og der frembringes en strøm med en frekvens på 16 Hz. Dekademodstanden kan virke over følgende

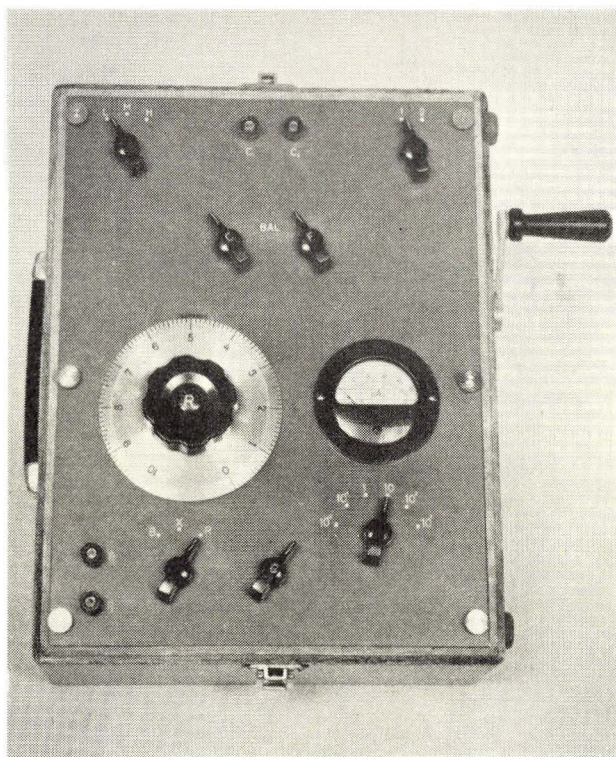


Fig. 9. Apparat til måling af elektrisk jordmodstand. (A. B. Elektrisk Malmletning).

6 intervaller: 0—0,1, 0—1,0, 0—10,0, 0—100, 0—1000 og 0—10000 ohm, idet hvert interval således kan inddeles i hundrededele. Aflæsningen kan foretages ned til 0,01 ohm med en nøjagtighed på $\pm 3\%$ eller nøjagtigere.

Til feltudrustningen hører desuden: kabler, stålelektroder, målebånd, målestænger, lomhebøger og topografiske kort. Transporten af personel og materiel i marken er ved D.G.U.'s undersøgelser foregået i bil. Et opmålingshold omfatter en leder med 3 til 4 hjælpere.

Linie- og punktprofiler indmåles nøjagtigt med målebånd ved hjælp af topografiske kort i 1:20.000 eller helst i 1:5000. Det nævnte antal hjælpere er nødvendigt for at undgå for stor spild af arbejdstid ved udlægningen af linier og flytningen af elektrodesystemet. Målingen af modstanden foregår i princippet på den måde, at man først måler modstanden mellem potentialelektroderne P_1 og P_2 , aflæser galvanometeret og derefter indskyder en modstand, der giver samme udslag på galvanometeret. Denne modstand er lig med modstanden mellem P_1 og $P_2 = R$ (jfr. side 14), og herefter kan den tilsyneladende specifikke modstand ρ_a beregnes efter formel (4) side 14.

Fig. 10 viser skemaet for målingen, idet galvanometeret forbindes henholdsvis med P_1 og P_2 , som vist ved 1—1, og med modstanden AC over

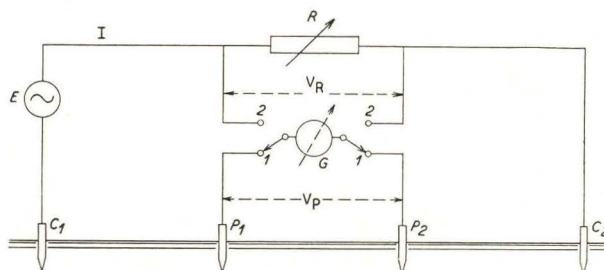


Fig. 10. Skema for måling af jordmodstand. P_1 — P_2 : potentialelektroder, C_1 — C_2 : strømlektroder, R : dekademodstand, V_P : potentialfald over potentialelektroderne, V_R : potentialfald over dekademodstand, G : galvanometer, E : generator, I : elektrisk strøm. (Efter A. B. ELEKTRISK MALMLETNING).

2—2. V_P og V_R symboliserer de tilsvarende potentialforskelle (som ved samme galvanometerudslag er ens), E generatoren og I den i kredsen forløbende strøm.

Arbejdsprogram. For D.G.U.'s resistivitets-undersøgelser, blev der lagt følgende program:

1. Opmåling af profiler efter punktprofil- og linieprofilmetoden på udvalgte steder, hvor hovedtrækkene i de geo-hydrologiske forhold er kendt.

a. Formålet med punktprofilerne:

Undersøgelsen af metodens anvendelighed ved bestemmelsen af

grundvandspejlets højde, de forskellige jordlags specifikke modstande og dybderne for laggrænserne imellem lagene, der omfattes af målingerne.

b. Formålet med linieprofilerne:

Undersøgelsen af mulighederne for kortlægning af istidsdannelser, optrængende saltvand og ujævnheder i prækvartæroverfladen (dybe dale i kalkundergrunden, forkastninger o. s. v.).

2. Opmåling af profiler efter punktprofil- og linieprofilmetoden på steder, hvor de geo-hydrologiske forhold kun er delvis kendte, og hvor man ved senere borer vil kunne kontrollere de geologiske fortolkninger, som forinden bør gennemføres på grundlag af de geoelektriske målinger. Der bør forsøges udført målinger i forbindelse med de samme emner, som er nævnt under programmets punkter 1a og 1b.

På forhånd måtte man vente, at de kvartære jordlags ofte ret forstyrrede lagstilling ville være alvorlige hindringer ved fortolkningen af geoelektriske målinger i Danmark. Særlige vanskeligheder forudsås ved fortolkningen af punktprofiler, idet sikkerheden med hensyn til ensartet lagdeling over en horisontal strækning på 5—6a måtte anses for problematisk i mange egne, såsnart *a* når op på en tilstrækkelig størrelse.

På baggrund af disse overvejelser blev der udarbejdet en undersøgelsesmetodik gående ud på at opsøge så jævnt terræn som muligt og at dække de enkelte områder med et passende net af linieprofiler med elektrodeafstande, som i hvert enkelt tilfælde skulle fastlægges efter opgavens art. I almindelighed skulle områder med grundvandspejlet i nærheden af terrænet foretrakkes, for at den eventuelt kraftige indflydelse af højtliggende terræn over grundvandspejlet som modstandsfaktor derved skulle kunne elimineres. Kurvekort fremstillet på grundlag af linieprofilernes modstandsværdier skulle danne grundlaget for afgrænsningen af eventuelle modstands anomalier. Punktprofiler agtedes udført dels i tilknytning til liniekortlægningen og dels som uafhængige undersøgelser i egnet terræn med tilstrækkeligt ensartede geologiske forhold.

Undersøgelserprogrammet er udarbejdet og tilrettelagt af forfatteren, som også har ledet arbejdet. Udvalgelsen af undersøgelsesområder er navnlig sket på grundlag af oplysninger om borer m. v. i D.G.U.'s borearkiv.

Arbejdet i terrænet er i tiden 16/2—20/5 og 4/11—16/12 udført af civilingeniør P. HOLM ANDERSEN, og i tidsrummet 15/7—24/10 har stud. mag. NIELS VIGGO JESSEN og stud. polyt. BJARNE MICHEELSEN varetaget denne del af arbejdet.

Rentegningen af profiler og kort er foretaget af fru ULLA ANDERSEN, f. GRØNVOLD frk. INGER PETERSEN og fru RIGMOR RASMUSSEN på D.G.U.'s tegnestue.

Bearbejdelsen af materialet er sket ved forfatteren.

Punktprofilerne er målt for a -værdierne: 0,2, 0,3, 0,5, 0,8, 1,2, 1,8, 3, 5, 8, 12, 18, 30, 50, 80, 120, 180 og 300 m. De er fremstillet grafisk på dobbeltlogaritmisk papir ved at afbilde de beregnede tilsyneladende modstande i forhold til de tilsvarende a -værdier. Langs a -aksen er endvidere indtegnet et boreprofil, når profilpunktet svarer til eller ligger nær ved en boring. I de tilfælde, hvor der ikke findes en boring i tilknytning til profilpunktet, har jeg så vidt muligt ved hjælp af omkringliggende boringer bestemt forskellige niveauflader som f. eks. grundvandspejlet, kalkoverfladen o. s. v. ved interpolation.

Linieprofilopmålingerne er fremstillet grafisk på almindeligt millimeterpapir ved med profillinien som x -akse at afsætte R -værdierne som ordinatorer ud for de respektive positioner, hvorefter de således bestemte punkter er forbundet med rette linier. (Kun et enkelt grafisk linieprofil gengives dog i dette arbejde).

Der er tegnet kurvekort i 1:5000 (forstørrede udsnit af målebordsblade), hvorpå linierne og positionerne med deres R -værdier er afmærket. Iso-ohm kurver forbinder punkter med samme R -værdier i de tilfælde, hvor det skønnes rimeligt at tegne sådanne kurver. Den geologiske fortolkning er væsentligt sket på grundlag af Iso-ohm kurvekortene.

Kortene, der oprindeligt er fremstillet som arbejdskort, afbilder for nemheds skyld R og ikke ρ . Ved at multiplicere tal- og kurvевærdier med faktoren 157 på kortene med $a = 25$ m og med 314 på kortene, hvor $a = 50$ m fås modstanden udtrykt i ohm meter.

Undersøgelserne.

1. Herstedøster. Til den første punktprofilopmåling valgtes et område mellem Herstedøster og Hvessinge (målebordsblad M 3129. Fig. 11) med terrænhøjden ca. +24 m, idet man efter boringer i området måtte skønne, at der skulle foreligge forholdsvis ensartede geologiske forhold. Som eksempel på lagserien citeres boreprofilet for den nærmeste boring ca. 300 m syd for punktprofilet 200.1. Herstedøster.

Arkiv nr. 200.662. Herstedøster.

Gartner HANSEN, Gl. Landevej. Boring udført 1947 af ingeniør P. HASBO.

ca. +23 m 0—5 m Brønd
 5—8,9 m Ler
 +14,1 m 8,9—11,5 m Bryozokalk
 11,5—31,4 m »Kalk med enkelte flintlag« (ingen prøver fra 11,5—31,4 m). Vandrejsning 8,5 m under terræn.

Punktprofilet 200.1 Herstedøster. 16/2 1953 gav følgende resultat, idet fortolkning og forskellige niveauer, beregnet på grundlag af boringer i området, er anført til sammenligning (tavle I, fig. 1):

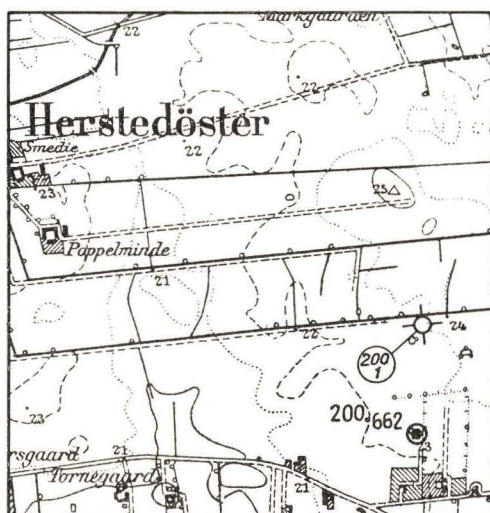


Fig. 11. Herstedøster. Beliggenhed af punktprofil nr. 200.1 og boring nr. 200.662.
 Autoriseret reproduktion efter Geodætisk Institut M. 3129. 1:20 000.
 Location of electrical drilling no. 200.1, and well no. 200.662. Scale 1:20 000.

| Dybde: | ρ (ohmmeter) | Fortolkning: | Beregnete niveauer. Dybde (ca). |
|-------------|-------------------|-----------------------------|---------------------------------|
| 0 — 0,6 m | 1300 | Mudlag | |
| 0,6—11,5 m | 52 | {Kvartær (Moræneler) | 9 m Grundvandspejl |
| 11,5—19,5 m | 531 | {Bryozokalk | 10 m Bryozokalkoverflade |
| 19,5—90 m | 352 | {og skrivekridt | 60 m Skrivekridtoverflade |
| 90 — ? m | 59 | Saltvand i skrivekridtet | |

Det er sandsynligt, at det fugtige moræneler over kalken er så ensartet og indeholder så meget porevand, at man ikke kan vente en resistivitets diskontinuitet i det niveau, hvor kalkens teoretiske grundvandspejl findes. Der er heller intet holdepunkt for ved hjælp af modstandskurven at skelne mellem bryozokalk og skrivekridt i dette terræn. Modstandsfaldet i ca. 90 m dybde er på den anden side så kraftigt, at det er rimeligt at sætte det i forbindelse med tilstedeværelsen af saltvand, som må antages at have en vid udbredelse i de dybere dele af skrivekridtet.

2. Lille Linde, Stevns og Karise. I tilslutning til målingen ved Herstedøster udvalgte en række målepunkter ved Lille Linde og på Stevns i områder, hvor kvartæret må skønnes at være nogenlunde ensartet, og hvor bryozokalkoverfladens højde er godt kendt på grundlag af

oplysninger om jordlagene i borer og brønde. Grænsen mellem bryozokalken og det underliggende skrivekridt kan man desuden beregne med relativ god nøjagtighed ved hjælp af iagttagelserne over denne flades højdeforhold i Stevns Klint og ved at støtte sig til observationerne over skrivekridtets overflade i enkelte dybere borer, som er udført ved Hårlev, Hellested, Karise, Holtug og Store og Lille Heddinge m. v., hvor skrivekridtet er overlejret af danskekalk.

Formålet med de planlagte punktprofiler i dette terræn var at undersøge, om kvartær, bryozokalk og skrivekridt samt grundvandsregionen ville vise tilstrækkelig afvigelse med hensyn til de elektriske modstande, til at forskellene ville kunne gøre sig gældende i modstandskurvernes form.

Nedenfor anføres resultatet af undersøgelserne med tilhørende fortolkninger og beregnede niveauer for kalkoverflade o. s. v. i lighed med Herstedøster.

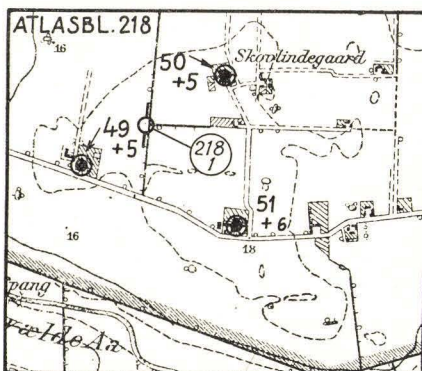


Fig. 12. Lille Linde. Punktprofil nr. 281.1 med omkringliggende borer (nr. 49—51) og kotetal for danskekalkens overflade (m over havet). Autoriseret reproduktion efter Geodætisk Institut M. 3628. 1:20 000.

Location of electrical drilling no. 218.1, and adjacent wells with corresponding elevations of top of Danian limestone (metres above sea level). Scale 1:20 000.

Lille Linde.

Punktprofil 218.1. Lille Linde. Ca. 240 m SV for Skovlindegård.

Terræn ca. +18 m. Målelinie ca. N—S. 20/2 1953. (Fig. 12. Tavle I, fig. 2).

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Beregnete niveauer. Dybde (ca.) |
|------------|--------------------------|---------------------------|---------------------------------|
| 0 — 0,3 m | 335 | Muld | |
| 0,3— 1,6 m | 47 | Kvartær (moræneler) | 4,5—5 m Grundvandspejl |
| 1,6— 6,8 m | 45,2 | | |
| 6,8—120 m | 129 | Bryozokalk og skrivekridt | 5—6 m Bryozokalkoverflade |
| 120— m | 6,1 | Skrivekridt med saltvand | 83 m Skrivekridtoverflade |

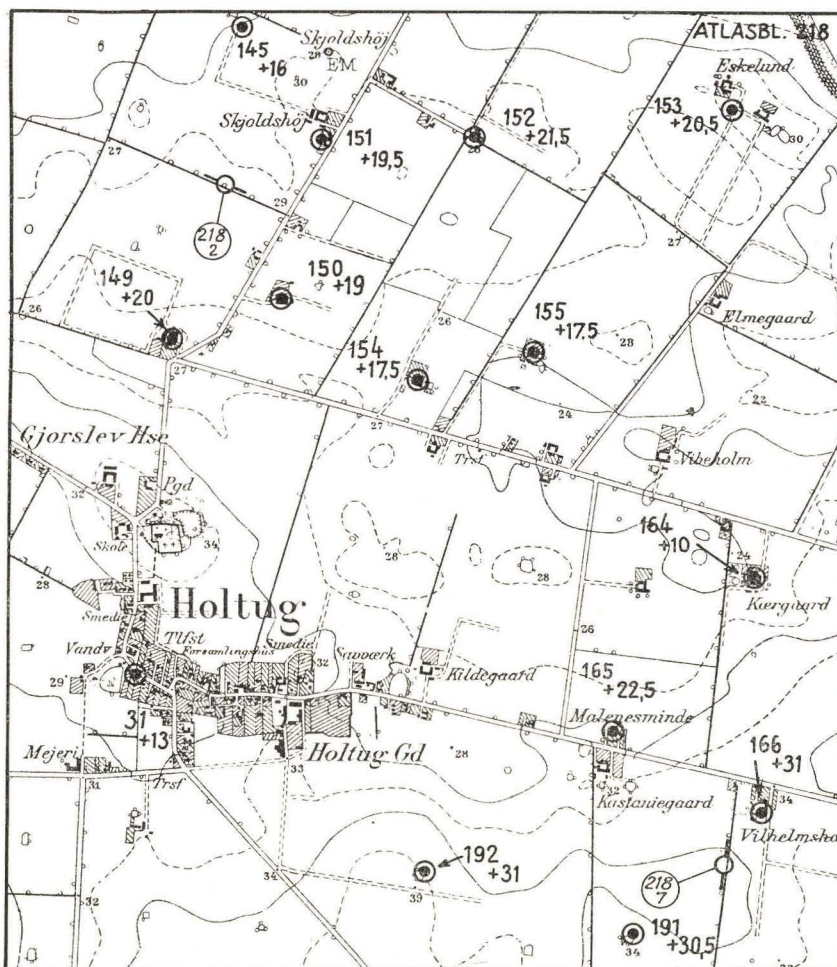


Fig. 13. Holtug. Beliggenhed af punktprofiler (indkredsede numre) og borer. Kotetal ved borerne: danskekalkens overflade i m over havet. Autoriseret reproduction efter Geodætisk Institut M. 3629. 1:20 000.

Location of electrical drillings (encircled file numbers) and wells with corresponding file numbers and elevation of top of Danian limestone (metres a.s.l.). Scale 1:20 000.

Stevns.

Punktprofil 218.2. Holtug I. 300 m SV til V for Skjoldshøj.
 Terræn ca. +28 m. Målelinie ca. VNV—ØSØ. 21/2 1953. (Fig. 13. Tavle I, fig. 3).

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Beregnete niveauer. Dybde (ca.) |
|-----------|--------------------------|----------------------------------|---------------------------------|
| 0—0,5 m | 185 | Muld | |
| 0,5—0,8 m | 203 | Sand | } Kvarter |
| 0,8—6,8 m | 54,8 | Ler | |
| 6,8—64 m | 128,5 | Bryozokalk og skrivekridt | 9 m Bryozokalkoverflade |
| | | | 12 m Grundvandspejl |
| 64— ? m | 32,5 | Skrivekridt med saltholdigt vand | 20 m Skrivekridt |

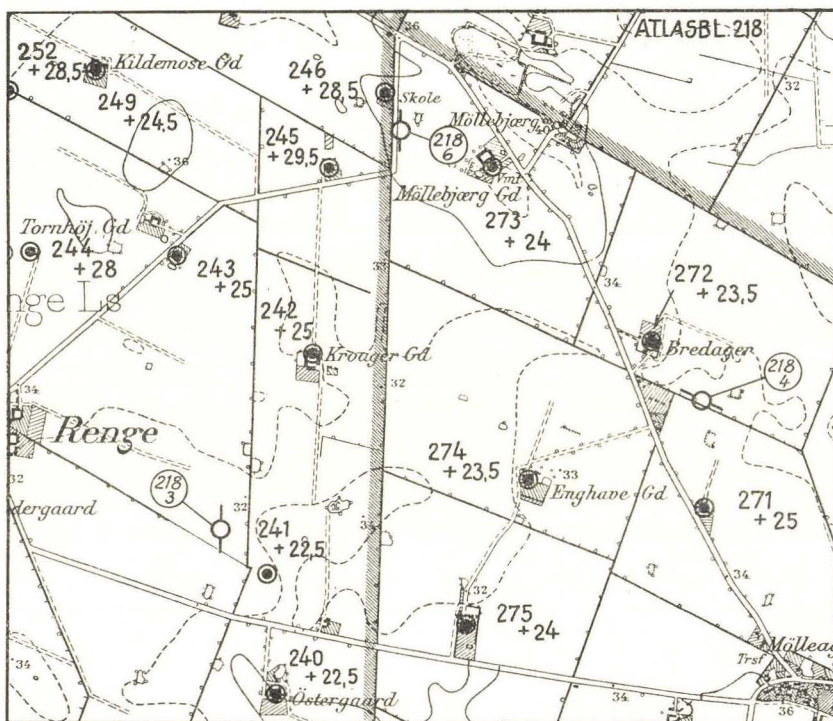


Fig. 14. Renge. Forklaring se fig. 13.

Autoriseret reproduction efter Geodætisk Institut M. 3729. 1:20 000.

(Explanation see fig. 13).

Punktprofil 218.3. Renge Østergård. 450 m NNW f. Østergård.
Terræn ca. +32 m. Målelinje N—S. 23/2 1953. (Fig. 14. Tavle I fig. 4).

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Beregnete niveauer. Dybde (ca.) |
|-----------|--------------------------|----------------------------------|---------------------------------|
| 0—0,5 m | 78 | Muld | |
| 0,5—1,8 m | 46,7 | Kvartær (moræneler) | 8 m Grundvandspejl |
| 1,8—10 m | 49 | | |
| 10—70 m | 277 | Bryozokalk og skrivekridt | 9 m Bryozokalkoverflade |
| 70— ? m | 36,3 | Skrivekridt med saltholdigt vand | 42 m Skrivekridtoverflade |

Punktprofil 218.4. Højerup. Ca. 200 m SØ for Bredager.
Terræn ca. +33 m. Målelinje VNV—ØSØ. 24/2 1953. (Fig. 14. Tavle I, fig. 5).

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Beregnete niveauer. Dybde (ca.) |
|-----------|--------------------------|---------------------------|---|
| 0—0,8 m | 215 | Muld | |
| 0,8—2,9 m | 53,7 | Kvartær (moræneler) | |
| 2,9—5,7 m | 201 | Kvartær (sand ?) | |
| 5,7—80 m | 233 | Bryozokalk og skrivekridt | 9 m { Grundvandspejl Bryozokalkoverflade |
| 80— ? m | 5,55 | Skrivekridt med saltvand | |

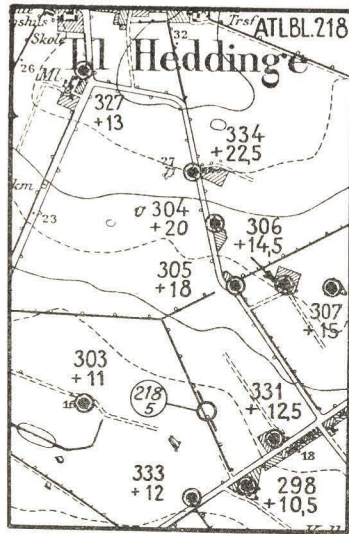


Fig. 15. Lille Heddinge. Forklaring se fig. 13. Autoriseret reproduction efter Geodætisk Institut M. 3729. 1:20 000. (Explanation see fig. 13).

Punktprofil 218.5. Lille Heddinge. Ca. 1 km N for Korsnæb ved Ellekærgård.

Terræn ca. +17 m. Målelinie ca. NNV—SSØ. 25/2 1953. (Fig. 15. Tavle I, fig. 6).

| Dybde | $\rho(\Omega)$ m | Fortolkning: | Beregnete niveauer. Dybde (ca.) |
|---------|------------------|--|--|
| 0—0,8 m | 177 | Muld o. lign. | |
| 0,8—4 m | 39 | Kvartær (moræneler) | |
| 4—10 m | 226 | Bryozokalk over grundvandspejlet | 5 m Bryozokalkoverflade |
| 10—74 m | 215 | Bryozokalk og skrivekridt under grundvandspejlet | 10 m Grundvandspejl 25 m Skrivekridtoverflade |
| 74— ? m | 8,8 | Skrivekridt med saltvand | |

Punktprofil 218.6. Højerup. Ca. 80 m S for skolen ved Møllebjerg Gård.

Terræn ca. +35,5 m. Måleline ca. N—S på østsiden af vejen. 25/2 1953. (Fig. 14. Tavle I, fig. 7).

| Dybde | $\rho(\Omega)$ m | Fortolkning: | Beregnete niveauer. Dybde (ca.) |
|-----------|------------------|---------------------------|---------------------------------|
| 0—0,4 m | 162 | Muld o. lign. | |
| 0,4—0,6 m | 243 | Muld o. lign. | |
| 0,6—6,8 m | 63 | Kvartær (moræneler) | |
| 6,8—7,2 m | 198 | Bryozokalk og skrivekridt | 6,5 m Bryozokalkoverflade |
| 7,2—11 m | 272 | | 10,5 m Grundvandspejl |
| 11—17 m | 276 | Skrivekridt med saltvand | 30,5 m Skrivekridtoverflade |
| 17—60 m | 280 | | |
| 60— ? m | 66 | | |

Punktprofil 218.7. Holtug II. Ca. 150 m SSV for Vilhelmshåb.
 Terræn ca. +35 m. Målelinie ca. N—S langs hegnet ca. 50 m vest for gården.
 26/2 1953. (Fig. 13. Tavle I, fig. 8).

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Beregnete niveauer. Dybde (ca.) |
|-------------|--------------------------|-----------------------------------|---------------------------------|
| 0— 0,4 m | 185 | Muld | |
| 0,4— 4 m | 53,7 | Kvartær (moræner) | |
| 4—14,5 m | 323 | Bryozokalk over grundvandspejlet | 4 m Bryozokalkoverflade |
| 14,5—20,5 m | 260 | Bryozokalk under grundvandspejlet | 16 m Grundvandspejl |
| 20,5—43 m | 208 | Bryozokalk og skrivekridt | 28 m Skrivekridtoverflade |
| 43— ? m | 21 | Skrivekridt med saltvand | |

Resultatet af målingerne ved Lille Linde og på Stevns er således, at der øjensynlig er tilstrækkelig forskel mellem morænen og kalkens modstande, til at man med ret god tilnærmelse kan beregne dybden for kalkens overflade, ligesom det i enkelte tilfælde er muligt at beregne grundvandspejlets beliggenhed, når vandet ikke står under tryk i kalken. Ved en nærmere betragtning er det ikke særligt påfaldende, at grundvandspejlsniveauet ikke kan erkendes ved hjælp af modstandskurven, når vandet i kalken står under tryk. Findes der i sidste tilfælde moræner eller andre vandstandsede aflejringer over kalken, er dette nemlig ensbetydende med, at grundvandspejlet kun er et teoretisk vandspejl, som ikke kan erkendes i lagene over kalken som nogen skarp diskontinuitetsflade. Er der tale om leraflejringer, må man således regne med, at de i elektrisk henseende i de fleste tilfælde formodentlig må reagere nogenlunde på samme måde over og under det beregnede grundvandspejl på grund af porevandet i leret, forudsat at de petrografiske forhold er ens.

Modstanden synes ikke at forandre sig mærkbar ved dybder, som kan sættes i relation til overgangen mellem bryozokalk og skrivekridt¹⁾. Dette må føre til konklusionen, at disse bjergarters elektriske modstande er af samme størrelsesorden.

Det kraftige fald i modstandsværdierne, som indfinder sig i en vis dybde svarende til niveauer i skrivekridtet, kan formodentlig kun forklares ved tilstedeværelsen af salt grundvand. Der synes ikke at være nogen anden mulighed for en så gennemgribende ændring af skrivekridtets modstand. I lithologisk henseende måtte man kræve en overgang som f. eks. fra kalk til typisk ler for at en modstandsændring af den observerede størrelsesorden kunne fremkomme. For en sådan antagelse synes der bl. a. ikke at være holdepunkter i de foreliggende tilfælde, når man tager i betragtning, at vor formodning om, at der i de pågældende dybder findes

¹⁾ Der ses her bort fra Cerithiumkalk og Fiskeler, idet disses indflydelse på modstanden formodentlig er minimal.

skrivekridt i den almindelige udvikling, er overordentlig velbegrunderet.

Antagelsen af saltvandets tilstedeværelse i de dybere dele af skrivekridtet må betragtes som ret velfunderet, idet der er konstateret saltvand i adskillige boringer i egnen (se bl. a. undersøgelsen ved Karise omtalt nedenfor).

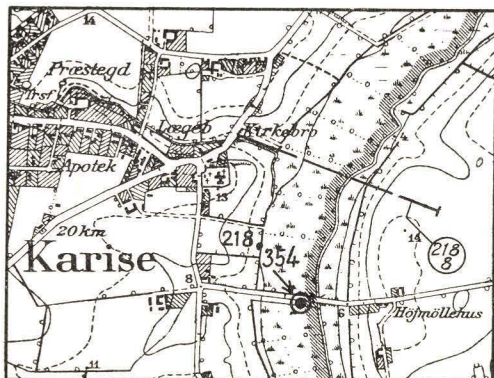


Fig. 16. Karise. Linieprofil 218.8 og boring 218.354. Autoriseret reproduktion efter Geodætisk Institut M 3728. 1:20 000.

Location of trenching no. 218.8 and well no. 218.354. Scale 1:20 000.

Karise. Linieprofil 218.8. Linie fra Kirkebro (N for vandløbet) over Stevns Å, retning ca. VNV—ØSØ. Elektrodeafstand 10 m, længde 560 m. 26—27/2 1953. (Fig. 16—17).

Linieprofilet viste ved Kirkebro og Ø for Stevns Å tilsyneladende specifikke modstande på gennemsnitlig ca. 90—100 ohmmeter, medens der målt en minimumsværdi på 35,1 ohmmeter 10 m øst for åen.

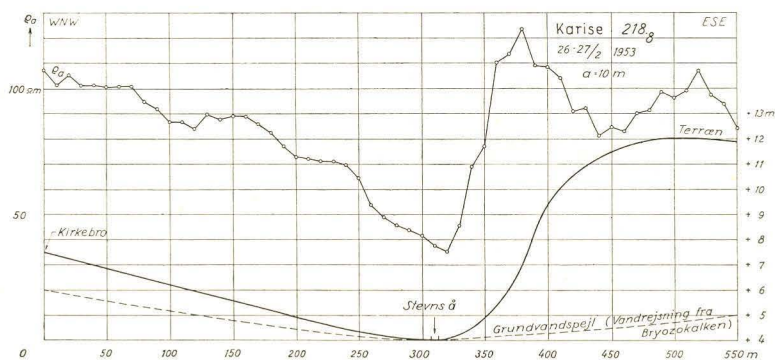


Fig. 17. Karise. Apparent resistivities obtained along the traverse line from Kirkebro towards ESE, $a=10$ m. Ground elevation (Terræn) and groundwater table (Grundvandspejl) of the water in the Bryozoan limestone shown in metres a.s.l.

Ifølge den geologiske kortlægning (V. MILTHERS 1908) består jordlagene under muldlaget i måleterrænet fortrinsvis af moræneler.

Ca. 360 m S til V for målelinien er der udført en boring S for Karise-Juellinge vejen, ca. 60 m V for Stevns Å (fig. 16), hvorfra der bl. a. foreligger følgende oplysninger:

Arkiv nr. 218.354. Karise.

KØBENHAVNS VANDFORSYNING'S boring nr. 985,

udført september 1949.

| | | |
|----------|------------|---|
| ca. +5 m | 0— 1,8 m | Tørv |
| | 1,8— 4,0 m | Grus og sand |
| | 4,0—24,0 m | Bryozokalk og flint. |
| | | Grundvandets saltindhold: |
| | | 5,7 m: 42 mg/l Cl ⁻ |
| | | 24 m: 877 mg/l Cl ⁻ |
| | | Grundvandspejl ca. 0,2 m under terræn. |
| | | Specifik kapacitet: ca. 2,5 l/s/m ³). |

Efter boreprofilen for denne og omkringliggende boringer findes bryozokalkens overflade omkring kote ca. 0 mellem Karise og Juellinge. I ådalen ligger terrænet ved ca. +4—+5 m på en strækning af ca. 200 m af målelinien, liniens endepunkt ved Kirkebro ligger ved ca. +7,5 m og det sydvestlige endepunkt ved ca. +12 m.

Med en elektrodeafstand på 10 m skulle en del af bryozokalken omfattes af målingen i ådalen. Efter erfaringerne fra punktprofilerne på Stevns, hvor bryozokalkens modstand under grundvandspejlet beregnes til mellem 100 og 260 ohmmeter, skulle man vente relativt høje modstande i ådalen, hvor kalken må formodes i ret ringe dybde.

Når resultaterne af den geoelektriske opmåling imidlertid har vist, at der er ringe modstand ved åen til en dybde af ca. 10 m, ligger det nær at sætte dette forhold i forbindelse med, at kalken tydeligvis fører en del saltvand (jfr. boring 218.354). Der er ingen tvivl om, at dette saltvand stammer fra den dybere undergrund. Fra andre egne af landet ved man, at saltvand af denne oprindelse har en tendens til at strømme frem til overfladen i lavtliggende terræn, som i ådalen ved Karise, hvor letgennemtrængelige vandførende lag bevirker en god afstrømning af grundvand og en samtidig lokal sænkning af grundvandspejlet.

3. Langstrup. Efter tidligere undersøgelser (SORGENFREI 1945) ved man, at der igennem Langstrup mose løber en forkastning i danskekalken. Nord for denne findes kalkoverfladen i kote ca. -60 m, og syd for forkastningslinien stiger kalkoverfladen forholdsvis hurtigt til mellem kote -40 og -30 m. I den højtliggende kalk syd for forkastningslinien

¹⁾ l/s/m = liter per sekund pr. m sænkning af grundvandspejlet under pumpning.

foregår øjensynlig en opstigning af saltvand fra den dybere undergrund igennem et forholdsvis begrænset spaltssystem parallelt med hovedforkastningslinien. Grundvandspejlet ligger over terræn i de talrige borer, som er udført i området af borefirmaet R. CHRISTIANSEN for Gentofte kommune.

Langstrup mose blev valgt som forsøgsområde til den første større linieprofilopmåling. Formålet var at få undersøgt, om det var muligt at konstatere forkastningens tilstedeværelse og saltvandets udbredelse ved hjælp af denne metode. Det var endvidere hensigten at opmåle punktprofiler på udvalgte steder, idet man her ikke behøvede at regne med muligheden af en særlig stærkt slørende indvirkning af lag over grundvandspejlet, da vandspejlet i borerne ligger over terræn.

Der målttes et par punktprofiler og en række linieprofiler med $a = 25$ m, $a = 33$ m og $a = 50$ m (fig. 18).

De anvendte a -værdier har tydeligvis ikke medført, at tilstrækkeligt store partier af kalken er blevet inddraget i målingerne. Forkastningen er således ikke aftegnet i kurvebillederne på de konstruerede kurvekort (fig. 19—21).

Omkring boringen med det højeste kloridindhold (187.97) er der ved alle målinger konstateret lave modstandsværdier. Der er en smuk overensstemmelse mellem området med lave modstande og det i 1945 bestemte område med fremtrængende saltvand. Der kan således ikke herske tvivl om, at den større ledningsevne skyldes saltvandet, idet de kvartære lag indeholder en hel del sand, som ellers burde bevirke en stor modstand.

Det er muligt, at man ved et nyt detailstudium af områdets geologi vil kunne korrelere også mindre lokale variationer i det elektriske anomalibillede med geologiske forhold.

Det er iøvrigt hensigten at supplere undersøgelserne ved at lægge flere linier igennem området, idet man må erkende, at linienettets dækningsgrad er utilstrækkelig, navnlig i den nordlige del af området.

I Langstrup Mose opmålttes 4 punktprofiler (Nr. 187.9—12). De udregnede modstande og dybderne for grænserne mellem modstandsintervallerne anføres nedenfor sammen med en geologisk fortolkning af resultaterne. Beliggenheden fremgår af fig. 18.

Punktprofil 187.9. Langstrup Mose. Ved Gentofte Kommunes boring nr. 22 = D.G.U. ark.nr. 187.97. Terræn ca. +5 m. Dobbelt punktprofil målt parallelt med og vinkelret på Langstrup Å. 21/3 1953. (Tavle II, fig. 1).

| Dybde | $\rho(Q$ m) | Fortolkning: | Lag i boring 187.97: |
|---------|-------------|--------------|--|
| 0—1 m | 132 | Tørv | 0— 1,1 m Muld og rødler |
| 1—7,6 m | 29 | Ler | 1,1— 10,0 m Blåler, sten, sand og diluvialler. |

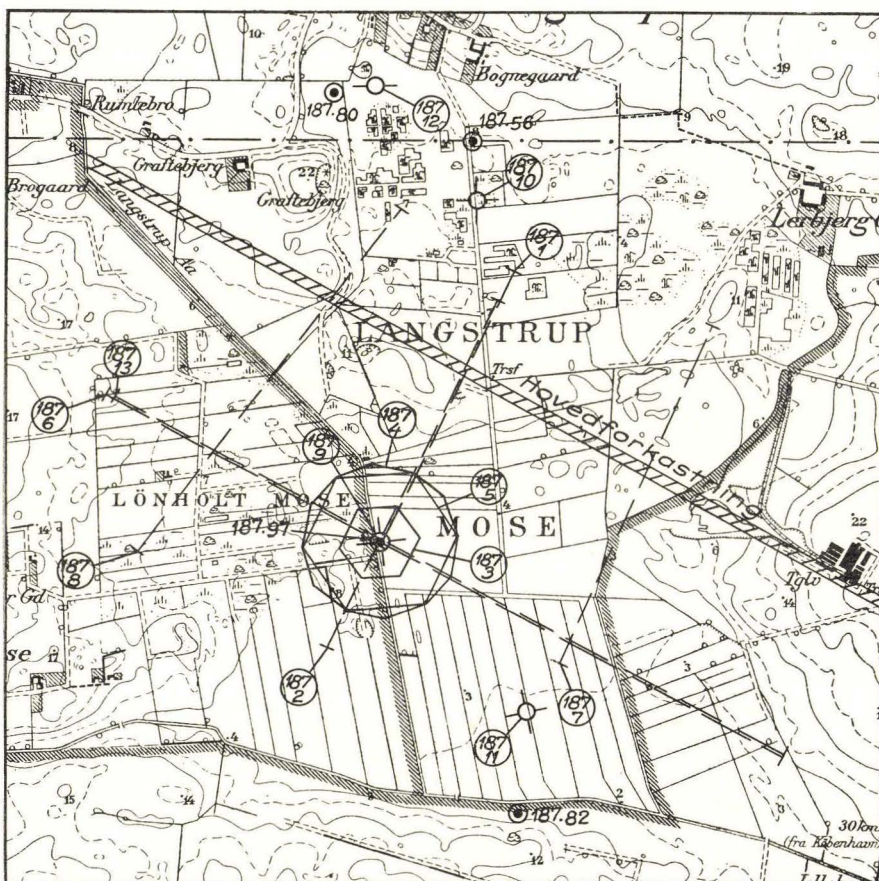


Fig. 18. Langstrup mose. Linieprofiler, punktprofiler (numre i cirkler) og borer (187.56,80,82 og 97). Autoriseret reproduction efter Geodætisk Institut M 2729. 1:20 000. Location of trenching lines, electrical drillings (encircled file numbers) and wells (187.56,80,82 and 97). Hovedforkastning: main fault in the Danian limestone. Scale 1:20 000.

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Lag i boring 187.97: |
|----------|--------------------------|------------------|--|
| 7,6—40 m | 48 | Ubestemt kvartær | 10,0—42,3 m Diluvialler, blåler og sten, sand. |
| 40— ? m | 132 | Kalksandkalk | 42,3—124,0 m Kalksandkalk. |

Punktprofil 187.10. Langstrup Mose. Ca. 360 m S for Bognegård i Langstrup og ca. 160 m S for Gentofte Kommunes boring nr. 202 = D.G.U. ark.nr. 187.56. Dobbelt punktprofil målt ca. N—S og Ø—V. 23/3 1953. Terræn ca. +7 m. (Tavle II, fig. 2).

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Lag i boring 187.56: |
|-----------|--------------------------|--------------|----------------------|
| 0—0,2 m | 38 | } Tørv | 0—2,8 m Tørv |
| 0,2—0,7 m | 71 | | |

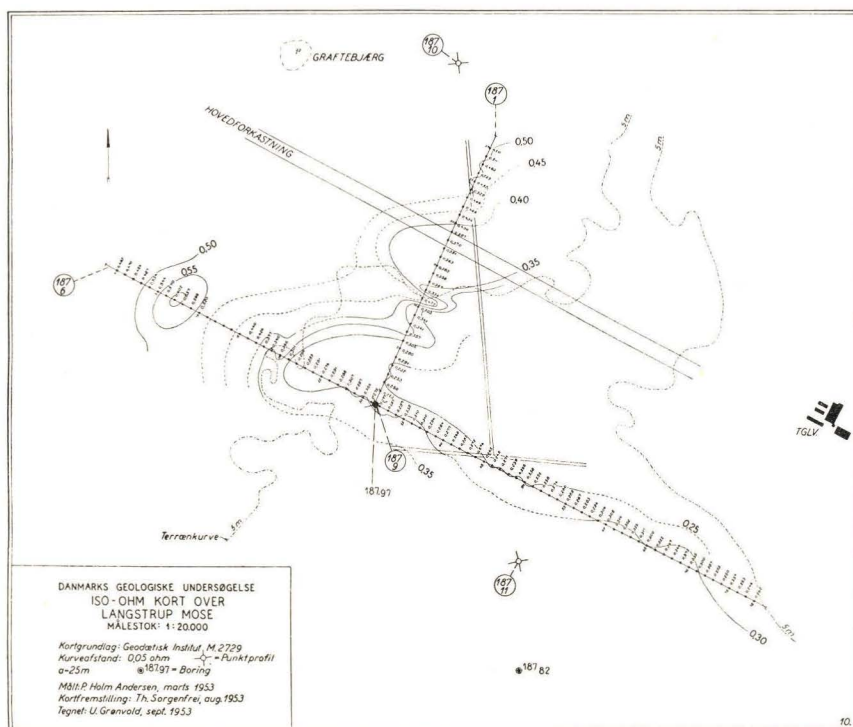


Fig. 19. Langstrup mose. Iso-ohm map, $a = 25$ m, contour interval $0,05 \Omega$. Scale 1:20 000.

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Lag i boring 187.56: |
|------------|--------------------------|----------------|---|
| 0,7— 0,9 m | 19,8 | Ler | |
| 0,9— 1,4 m | 64,5 | Moræne | 2,8—23,5 m Moræneler |
| 1,4—16,5 m | 81,5 | Sandet kvartær | 23,5—55,0 m Moræneler, diluvial-sand og diluvialler |
| 16,5—73 m | 95 | | |
| 73— ? m | 120 | Kalksandskalk | 68,4—79,0 m Kalksandskalk |

Punktprofil 187.11. Langstrup Mose. Ca. 1720 m S (t. Ø) for Bognegård i Langstrup og ca. 260 m N (t. Ø) for Gentofte Kommunes boring nr. 11, Vejenbrød = D.G.U. ark.nr. 187.82. Dobbelt punktprofil målt ca. NNV—SSØ parallelt med dræningsgrøft og vinkelret herpå. 24/3 1953. Terræn ca. +2,5 m (Tavle II, fig. 3).

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Lag i boring 187.82: |
|------------|--------------------------|--------------|---------------------------------------|
| 0— 0,4 m | 66 | Tørv | 0— 1,6 m Tørv |
| 0,4— 3,7 m | 16,5 | Ler | 1,6— 9,6 m Diluvialsand og moræneler. |
| 3,7— 7,4 m | 72 | Leret sand | |

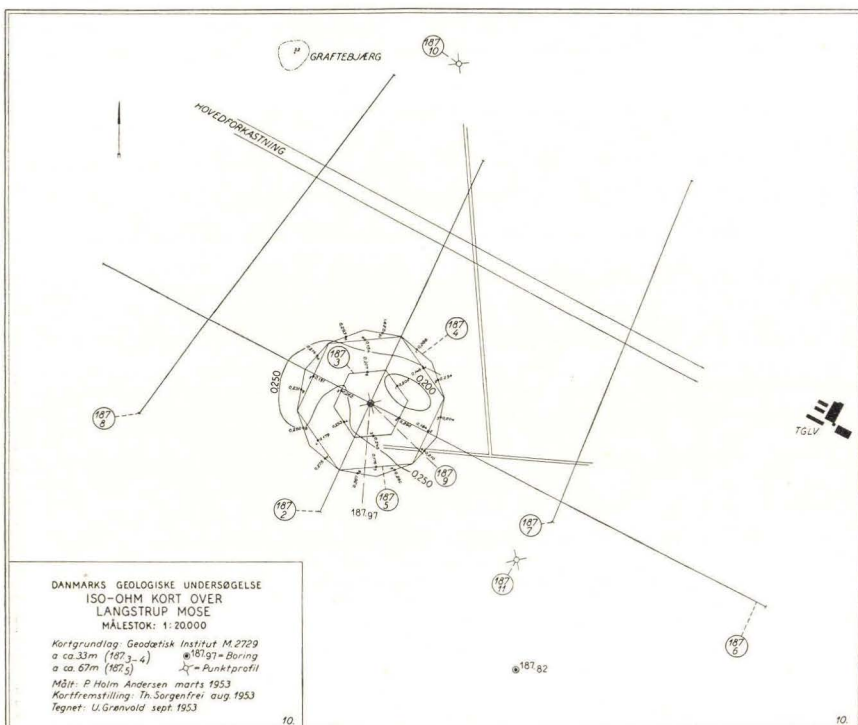


Fig. 20. Langstrup mose. Iso-ohm map, $a = 33$ m and $a = 67$ m, contour interval ($a = 33$ m) $0,05 \Omega$. Scale 1:20 000.

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Lag i boring 187.82: |
|--------------|--------------------------|-----------------------|--|
| 7,4—36 m | 65,5 | Fortrinsvis moræneler | 9,6—19,1 m Diluvialsand. 19,1—39,0 m Moræneler. |
| 36—ca. 125 m | 121,5 | Kalksandskalk | 39,0—53,0 m Kalksandskalk. |

Punktprofil 187.12. Langstrup Mose. Ca. 240 m VSV for Bognegård i Langstrup og ca. 100 m Ø for Gentofte Kommunes boring nr. 7, Langstrup = D.G.U. ark.nr. 187.80. Enkelt punktprofil målt ca. Ø—V. 24/3 1953. Terræn ca. +9 m. (Tavle II, fig. 4).

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Lag i boring 187.80: |
|--------------|--------------------------|-----------------------|---|
| 0—2,4 m | 41 | Ler | 0— 2,8 m Muld og tørv |
| 2,4—18 m | 76,2 | Ler- og sandlag | 2,8— 4,0 m Diluvialler |
| 18—(c. 60) m | 83 | | 4,0— 7,8 m Diluvialsand |
| (c. 60)— ? m | 85 | Sand og kalksandskalk | 7,8—18,0 m Moræneler 18,0—42,5 m Moræneler og diluvial-sand 42,5—72,7 m Diluvialsand 72,7—74,4 m Kalksandskalk |

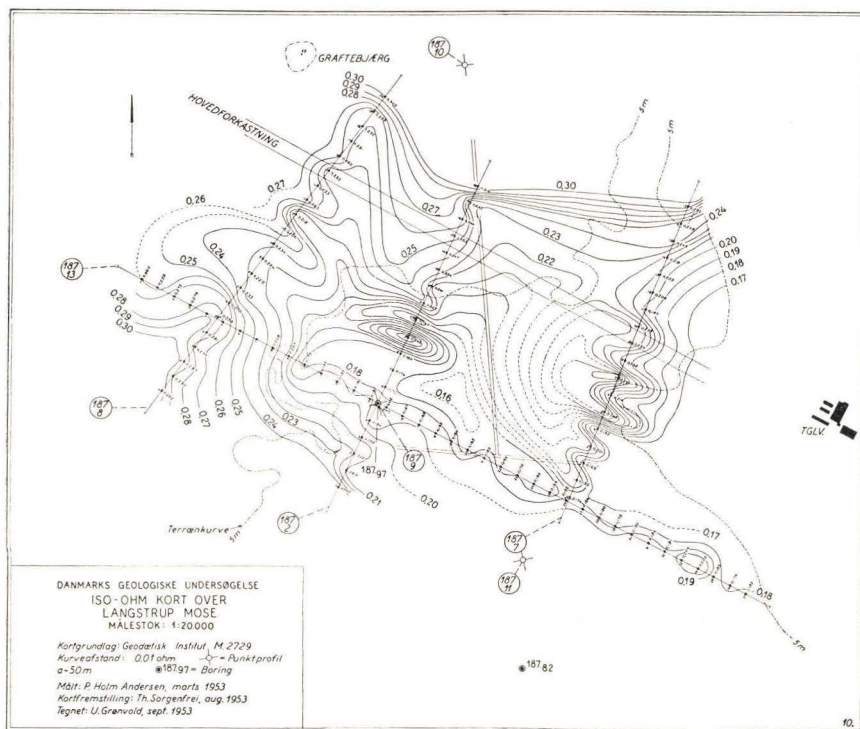


Fig. 21. Langstrup mose. Iso-ohm map, $a = 50$ m, contour interval $0,01 \Omega$. Scale 1:20 000.

Resultatet af punktprofilopmålingerne i Langstrup Mose er, at kvartærets sandede zoner øjensynlig giver sig til kende ved relativ høj modstand. Denne anskuelse støttes navnlig ved en nøje sammenligning af boreprofiler og modstandskurver. Forskellen mellem ler- og sandaflejringer udviskes dog øjensynlig enkelte steder. Ved punktprofil 187.9 kunne de lave modstande i niveauerne svarende til sandlagene i boring 187.97 forklares ved, at disse lag fører saltvand.

De få iøjnefaldende uoverensstemmelser ved korrelationen i kvartæret af høj modstand = sand og grus og lav modstand = ler ved de forskellige punktprofiler bør iøvrigt ikke overraske, når man dels betænker, at der i de tre af tilfældene er en betydelig afstand mellem boringen og punktprofillet, og dels at kvartærets lagserier erfaringsmæssigt er meget varierende.

Opmålingen synes endvidere at tyde på, at modstandskontrasten mellem kalksandskalken og kvartæret er tilstrækkelig stor ved de tre første punktprofiler til, at kalkoverfladen kan bestemmes med 2—5 m nøjagtighed. Sikkerheden synes at aftage med tiltagende dybde. Den opnåede nøjagtighed ved bestemmelsen af kalkoverfladen er tilfredsstillende i praktisk henseende.

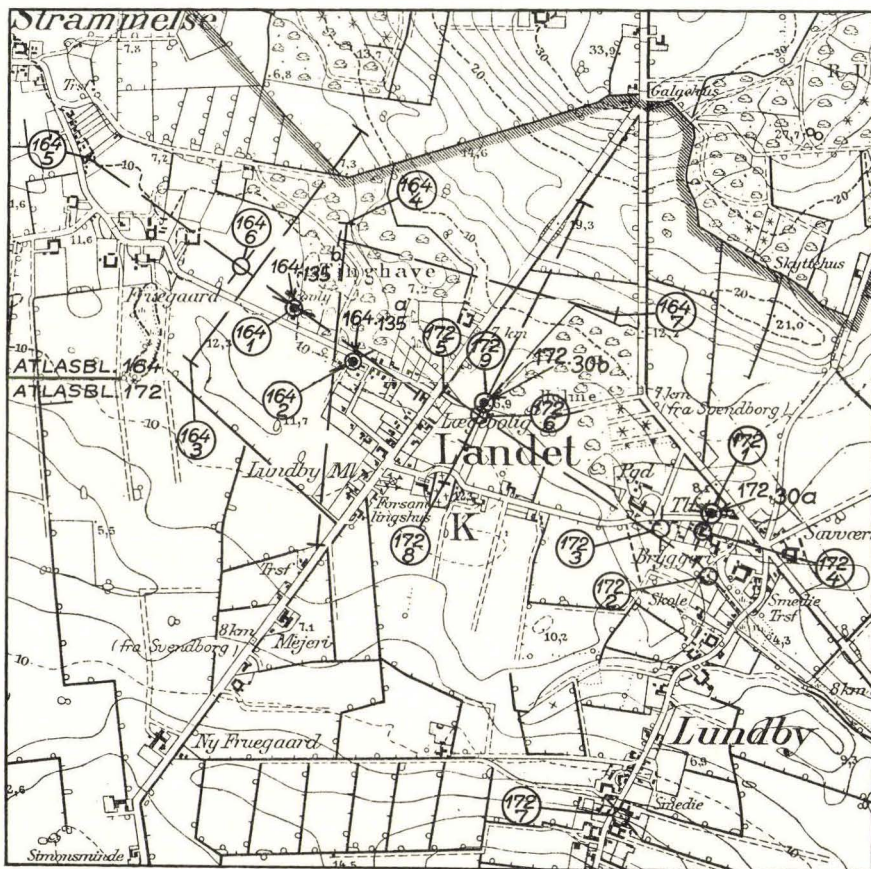


Fig. 22. Landet, Tåsinge. Linieprofiler, punktprofiler (numre i cirkler) og boringer (164.135a og b og 172.30a og b). Autoriseret reproduction efter Geodætisk Institut, M 4117 og 4217. 1:20 000.

Location of trenching lines, electrical drillings (encircled file numbers) and wells (164.135a and b and 172.30a and b). Scale 1:20 000.

4. Landet, Tåsinge. I forbindelse med undersøgelsesboringer til et vandværk for byerne Lundby, Landet og Strammelse udførtes en større geoelektrisk undersøgelse.

De geologiske forhold på stedet er følgende. Landet, Strammelse og Lundby ligger i et dalstrøg, der strækker sig tværs over Tåsinge i retningen SØ—NV. Prækvartæret, hvis overflade formodedes at ligge i ca. 40—50 m dybde, består af eocænt lillebeltler. Grundvandspejlet ligger meget nær terrænen. Dalen er utvivlsomt en tunneldal, opstået under indlandsisen, som dækkede området i sidste istid (V. MILTHERS 1948).

I løbet af foråret 1953, udførtes under forfatterens vejledning 3 for-gæves boringer i dalen af firmaet LAUR. W. JENSEN & Søn, Nakskov. Man traf på moræne uden sandlag eller med ganske underordnede sand-

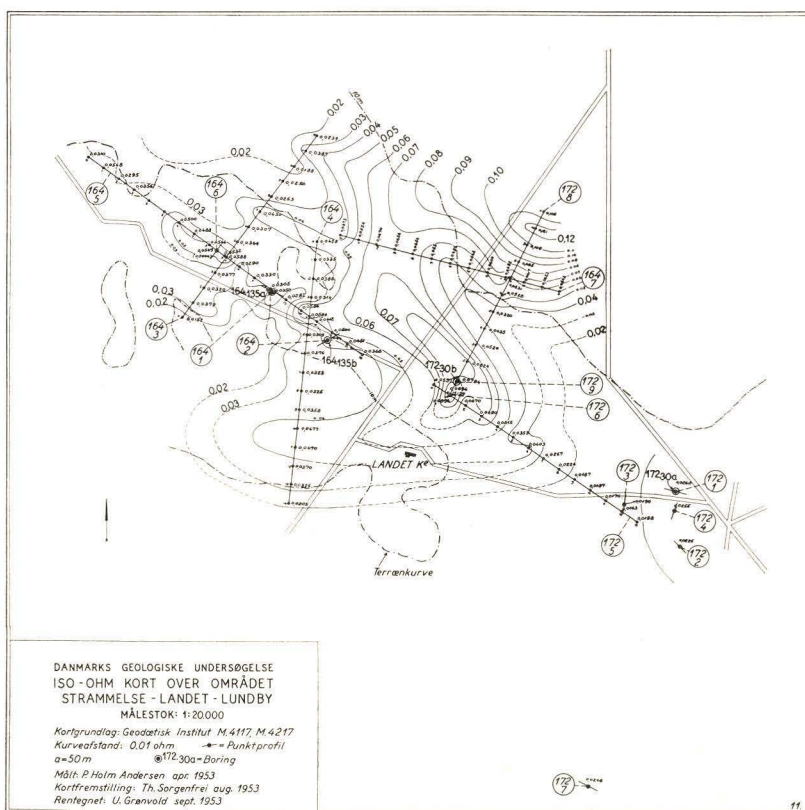


Fig. 23. Landet, Tåsinge. Iso-ohm map, $a = 50$ m, contour interval $0,01 \Omega$. Scale 1:20 000.

lag, der ikke havde praktisk betydning med henblik på vandindvinding.

Der blev herefter fra 10/4—22/4 gennemført en geoelektrisk kortlægning ved linieprofiler med $a=50$ m, og på borestederne for de forgæves borerer målt punktprofiler (fig. 22).

Iso-ohm kortet, som udarbejdedes på grundlag af linieopmålingerne fig. 23 viser et forholdsvis udstrakt anomaliområde med store modstandsværdier i den midterste del af dalstrøget, et lavtliggende terræn, hvor dette forhold ikke kan tilskrives lag over grundvandspejlet. Måleværdierne er iøvrigt meget små i langt den største del af dalen. På dalskråningen mod nord ved landevejen Landet-Brejninge findes et andet område med høje modstandsværdier.

De to modstandsmaxima tolkedes som udtryk for sand- og grusforekomster. Dette støttes af resultaterne fra punktprofilerne, som viser små modstande på stederne for de forgæves borerer. Modstandskurverne for punktprofilerne viser iøvrigt et stærkt fald ved elektrodeafstande svarende til dybderne for lillebeltlerets overflade.

Foruden punktprofilerne ved boringerne målt profiler på en række andre punkter, hvor forskellige af egnens beboere formodede tilstedeværelsen af vandførende lag. Modstandsværdierne viste sig dog at være lave også på disse steder, hvorfor boringer måtte frarådes.

Efter lokaliseringen af modstandsmaximet N for Landet kirke anbefalede en boring i dette område. Målingerne måtte afbrydes på dette tidspunkt på grund af andre arbejder. Ved den siden udførte boring (D.G.U. ark. nr. 172.30.b. se nedenfor) opnåedes et tilfredsstillende resultat i vandindvindingsmæssig henseende. De geoelektriske undersøgelser afsluttedes d. 14—15/5 med opmålingen af et punktprofil ved boringen samt et linieprofil (172.8) igennem boringen, som supplement til de tidligere linier.

Punktprofilernes specifikke modstande og tilhørende dybdeintervaller anføres nedenfor sammen med en geologisk fortolkning og oplysninger om jordlagene i boringerne, hvor profil- og borepunkt falder sammen eller ligger nær hinanden. Beliggenhed af linier, punkter og boringer fremgår af fig. 22.

Punktprofil 164.1. Landet. Boring nr. 2 ved Skovly = D.G.U. ark.nr. 164.135.b. Enkelt punktprofil målt ca. NV—SØ parallelt med vejen Landet-Strammelse 10/4 1953. Terræn ca. +10 m. (Tavle III, fig. 1).

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Boring 164.135.b. |
|------------|--------------------------|--------------|----------------------|
| 0— 0,4 m | 100 | Muld | 0— 0,5 m Muld |
| 0,4— 4,2 m | 33 | Moræneler | 0,5— 4,0 m Ler, gult |
| 4,2—35 m | 25,2 | | 4,0—42 m Moræneler |
| 35—47 m | 0,52 | Lillebeltler | 42—45 m Lillebeltler |
| 47— ? m | 18,6 | Røsnæsler? | |

Punktprofil 164.2. Landet. Boring nr. 1 ca. 200 m SØ for Skovly = D.G.U. ark.nr. 164.135.a. Enkelt punktprofil målt ca. NØ—SV. 11/4 1953. Terræn. ca. +10 m. (Tavle III, fig. 2).

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Boring 164.135.a. |
|-------------|--------------------------|--|------------------------------|
| 0— 0,7 m | 74 | Muld | 0— 0,5 m Muld |
| 0,7— 0,8 m | 18,5 | Moræneler | 0,5— 3,0 m Ler, gult |
| 0,8— 4,5 m | 39,4 | | 3,0— 5,0 m Diluvialsand |
| 4,5— 5,6 m | 48,7 | Moræneler, sandet | 5,0—12,0 m Moræneler, sandet |
| 5,6—34 m | 33,7 | Moræneler | 12,0—13,3 m Diluvialsand |
| 34—ca. 90 m | 0,68 | Lillebeltler, Røsnæsler og Kertemindeler | 13,3—42 m Moræneler |
| c. 90— ? m | 152 | Kalk?? | 42—47 m Lillebeltler |

Punktprofil 164.6. Landet-Strammelse. Ca. 180 m NV for Skovly i modstandsmaximum. Dobbelt punktprofil målt ca. VNV—ØSØ og vinkelret herpå. Terræn ca. +11 m. (Tavle III, fig. 3).

| Dybde | $q(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: |
|------------|-----------------------|--------------------------------|
| 0— 3,7 m | 250 | Muld |
| 0,7— 3,8 m | 27,5 | Moræneler |
| 3,8—24 m | 77 | Sand, grus og ler |
| 24—27,5 m | 3,4 | Lillebeltler og Røsnæsler ? |
| 27,5— ? m | 14 | |

Punktprofil 172.1. Lundby. Boring nr. 3. ca. 170 m Ø for præstegården = D.G.U. ark.nr. 172.30.a. Enkelt punktprofil målt ca. Ø—V. 13/4 1953. Terræn ca. +8 m. (Tavle III, fig. 4).

| Dybde | $q(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Boring 172.30.a. |
|-------------|-----------------------|------------------|----------------------------------|
| 0— 0,6 m | 175 | Muld | 0— 0,5 m Muld |
| 0,6— 0,9 m | 94,5 | Sandet moræneler | 0,5— 4 m Ler, gult |
| 0,9— 7,1 m | 44,5 | Moræneler | 4— 9 m Moræneler |
| 7,1— 8,9 m | 12 | | 9— 9,5 m Diluvialsand |
| 8,9—22,0 m | 20 | | 9,5—38,0 m Fortrinsvis moræneler |
| 22,0—39,0 m | 4,0 | Lillebeltler | 38—40,0 m Røsnæsler |
| 39,0— ? m | 9,4 | | |

Punktprofil 172.2. Lundby. Ca. 200 m S for boring 172.30.a. Enkelt punktprofil målt ca. NV—SØ 14/4 1953. Terræn ca. +4 m. (Tavle III, fig. 5).

| Dybde | $q(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: |
|----------------|-----------------------|--------------|
| 0— 0,2 m | 40 | Muld |
| 0,2 — 1,0 m | 26,7 | Moræneler |
| 1,0 — 1,75 m | 52,2 | — , sandet |
| 1,75—10,5 m | 33,2 | — |
| 10,5 —ca. 40 m | 5,8 | Lillebeltler |
| e. 40— ? m | 250, ? | |

Punktprofil 172.3. Lundby. Ca. 60 m SØ for præstegården. Enkelt punktprofil målt ca. N—S 15/4 1953. Terræn ca. +6 m.

| Dybde | $q(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: |
|------------|-----------------------|-------------------|
| 0— 2,4 m | 31 | Muld og moræneler |
| 2,4— 5,4 m | 93 | Sand |
| 5,4—15,5 m | 23 | Moræneler |
| 15,5—93 m | 3,9 | Lillebeltler |
| 93— ? m | 0,24 | ? |

Punktprofil 172.4. Lundby. Ca. 70 m S for boring 172.30.a. Enkelt punktprofil målt ca. NNØ—SSV 15/4 1953. Terræn ca. +6 m. (Tavle III, fig. 6).

| Dybde | $q(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: |
|------------|-----------------------|-------------------|
| 0— 0,5 m | 37 | Muld og moræneler |
| 0,5— 0,7 m | ca. 45 | |
| 0,7— 9 m | 28 | Moræneler |
| 9—23,5 m | 17,4 | |
| 23,5— ? m | 3,6 | Lillebeltler |

Punktprofil 172.6. Landet. Ca. 200 m NNØ for Landet kirke og ca. 40 m SSØ for boring nr. 4 = D.G.U. ark.nr. 172.30.b. Enkelt punktprofil målt ca. NV—SØ. 22/4 1953. Terræn ca. +8 m. (Tavle III, fig. 7).

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: |
|-------------|--------------------------|----------------|
| 0— 0,5 m | 137 | Sandmuld |
| 0,5— 1,1 m | 167 | } Sand og grus |
| 1,1— 2,7 m | 165 | |
| 2,7—13 m | 132 | |
| 13—ca. 34 m | 43,5 | Ler |
| c. 34— ? m | 3,1 | Lillebeltler |

Punktprofil 172.9. Landet. Ca. 240 m NNØ for Landet kirke ved boring nr. 4 = D.G.U. ark.nr. 172. 30.b. Enkelt punktprofil målt ca. NNØ—SSV. 14/5 1953. Terræn ca. +6,9 m. (Tavle III, fig. 8).

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning: | Boring 172.30.b. |
|------------|--------------------------|----------------------------|-----------------------------------|
| 0— 1,5 m | 24 | } Muld og ler | 0— 0,5 m Muld |
| 1,5— 4,7 m | 44,8 | | 0,5— 1,0 m Diluvialler |
| 4,7—12 m | 105 | } Sand og grus | 1,0—10,0 m Diluvialsand |
| 12—25 m | 108 | | 10,0—25,0 m Diluvialsand og -grus |
| 25—76 m | 5,3 | Kvartærler og Lillebeltler | 25—25,4 m Diluvialsand og -ler |
| 76— ? m | 280 | ? | |

Filter fra 18,4—25,4 m. Vandrejsning til terræn; $10 \text{ m}^3/\text{t}$ ved 3 m sænkning. Specifik kapacitet: $0,9 \text{ l/s/m}$.

Undersøgelserne ved Landet har vist modstandsmålingers anvendelighed ved lokaliseringen af sand- og grusforekomster i istidsdannelserne her i landet. Af interesse er endvidere påvisningen af Lillebeltlerets lave modstand.

Ved en sammenligning af resultaterne fra boringerne og fra punktprofilopmålingerne viser det sig, at man ved punktprofilerne registrerer Lillebeltleret ved et højere niveau, end det sker i boringerne. Det må dog i denne forbindelse bemærkes, at de geologiske jordartsbetegnelser, som her anvendes ved karakteriseringen af de gennemborede lag, er genetiske. De giver ikke direkte udtryk for jordlagenes lithologiske sammensætning. Boreprøverne af moræneleret fra den nederste del af istidsdannelserne viser, at der findes et betydeligt indhold af eocænt ler. Dette er sikkert forklaringen på, at modstandsværdierne er lave også i den nedre del af morænen, som derved i elektrisk henseende får egenskaber meget nær ved Lillebeltlerets egenskaber.

5. Ängelholm (Skåne). 6—7/5 1953 gennemførtes en geoelektrisk opmåling ved Ängelholm i samarbejde med docent civilingeniør G. WEIJ-

MAN-HANE, Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg, som i sin egenskab af docent ved højskolen havde anmodet D.G.U. om at bistå ved en geoelektrisk opmåling og at stille D.G.U.'s resistivitetsmåler til disposition for teknologerne cand. INGVAR HÖRBERG og cand. KARL-AXEL KÄLLSTRAND, idet deres eksamensprojekt bl. a. omfattede en geoelektrisk opmåling ved Ängelholm (HÖRBERG & KÄLLSTRAND 1953). I det følgende skal der gøres rede for undersøgelserne.

De geologiske forhold på Ängelholmsletten er skildret i »Uddrag ur Länsutredningen för vatten- och avloppsledningar inom Kristiansstad Län« af E. MOHREN. Det fremgår heraf, at de øverste jordlag, ca. 20—50 m, består af ishavsler, herunder følger iselvssand og -grus¹⁾, som især har betydning for vandindvindingen. Underlaget for disse aflejringer er morænedannelser, og i ca. 120—130 m dybde følger lag af skifre og sandsten med kullag, som henføres til Rhaet-Lias formationen.

Der blev indhentet oplysninger om de gennemborede lagserier ved Ängelholm vandværks borerer I og II ved St. Brandsvig, hvor opmålingen skulle foregå. Boreprøver fra de to borerer, som opbevaredes på vandværket, blev endvidere undersøgt af forfatteren.

Den geoelektriske opmåling omfattede tre linieprofiler som vist på kortet fig. 24. Linierne 12.1, 3 og 4 er målt med $a = 50$ m. Der er målt et punktprofil (12.2) ved boring II og et dobbelt punktprofil (12.5) ved position 1 på linie 12.4 (tavle II, fig. 5—6).

Kurvekortet fig. 25 viser, at de største modstandsværdier findes omkring boring I (max. 0.272 ohm), medens de mindste værdier er målt mod Ø i undersøgelsesfeltet.

Der er ingen tvivl om, at modstandsmaximet står i forbindelse med forekomsten af forholdsvis tykke sand- og gruslag, således som det illustreres ved boreprofilet for boring I (se punktprofil 12.5 nedenfor). Det er vigtigt at bemærke, at sand- og gruslagene ved boring II (se punktprofil 12.2) til trods for deres vandføring, som formodentlig er betydelig, ikke giver sig til kende ved høje modstandsværdier, sammenlignet med området ved boring I. En meget vigtig årsag til dette er uden tvivl, at gruslagene i området omkring boring II har ringere tykkelse og ligger dybere end sand- og gruslagene ved boring I.

Ved de to punktprofiler 12.2 og 12.5 har de øverste jordlag ekstremt høje modstandsværdier, således at beregningen af de specifikke modstande først kan ske efter den stejle del på kurverne.

For punktprofil 12.2 kan man nå til to sæt ρ -værdier, som tager sig således ud:

¹⁾ Svarer til de danske betegnelser smeltevandssand og -grus (eller: diluvialsand og -grus). Ved denne og næste undersøgelse anvendes de svenske betegnelser for at undgå begrebsforskydning.

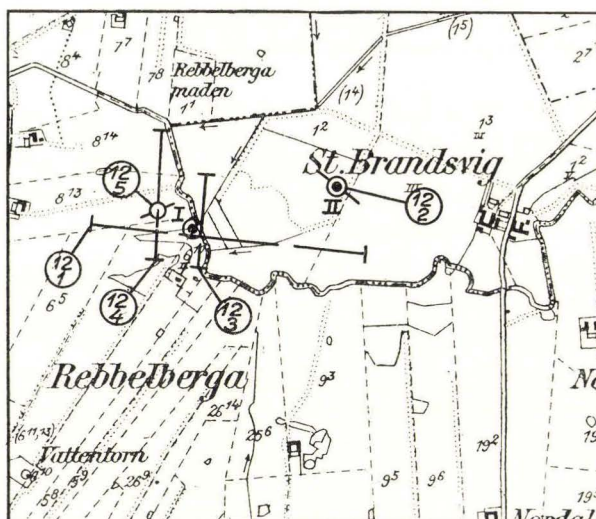


Fig. 24. Ängelholm vandværk, St. Brandsvig. Linieprofiler, punktprofiler (numre i cirkler) og borer (I—II). Autoriseret reproduction, Rikets Allmänna Kartverk, Stockholm. Blad 22 Munka-Ljungby. 1:20 000.

Location of trenching lines, electrical drillings (encircled file numbers) and wells (I—II).
Scale 1:20 000.

Punktprofil 12.2. Ängelholm. Ved boring II, Stora Brandsvig. Målelinie ca. NV-SØ 6/5 1953. Terrænhøjde ukendt. (Tavle II, fig. 5).

| A | | B | | Boring II | |
|-------------|--------------------------|-------------|--------------------------|---------------|--|
| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | | |
| ? — 2,9 m | 40 | ? — 1,8 m | 38 | | |
| 2,9 — 3,7 m | 120 | 1,8 — 3,3 m | 71 | | |
| 3,7 — 5,1 m | 20 | 3,3 — 4,8 m | 22 | 0 — 5 m | Sandet ler |
| 5,1 — 29 m | 28 | 4,8 — 29 m | 28 | 5 — 27,7 m | Mere eller mindre sandet ler og leret sand |
| 29 — 43 m | 87 | 29 — 43 m | 87 | 27,7 — 32,8 m | Sand og grus |
| 43 — 50 m | 12 | 43 — 50 m | 12 | 32,8 — 36 m | Leret sand og grus |
| 50 — ? m | 42 | 50 — ? m | 42 | | |

Der er i begge tilfælde forholdsvis god korrelation mellem intervallet med stor modstand fra 29—43 m og sandets og grusets optræden under 27,7 m dybde.

For punktprofil 12.5 er vi nået til følgende modstande og dybder.

Punktprofil 12.5. Ängelholm. Dobbelt punktprofil, ca. 130 m NV for boring I, St. Brandsvig. Målelinie ca. NØ—SV og ca. vinkelret herpå 7/5 1953. Terrænhøjde ukendt. (Tavle II, fig. 6).

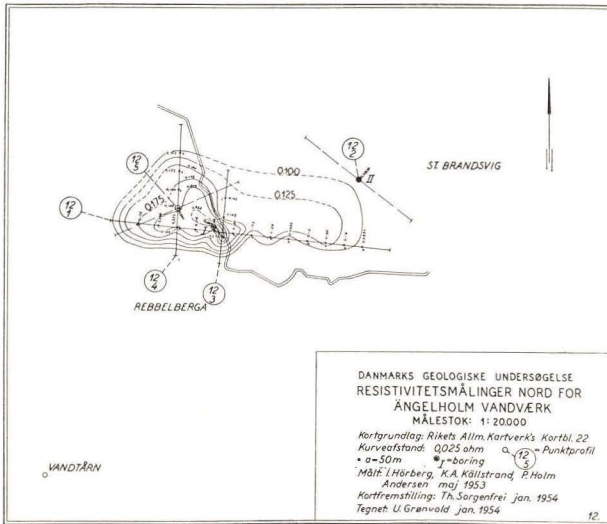


Fig. 25. Ängelholm. Iso-ohm map, $a = 50$ m, contour interval $0,025 \Omega$, scale 1:20 000.

| Dybde | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Fortolkning | Boring I |
|------------|--------------------------|----------------------------------|------------------------------|
| 0—0,2 m | 550 | Sand og grus | 0— 5 m Sandet ler |
| 0,2—3 m | 59 | Ler | 5—40,5 m Iselvssand og grus |
| 3— ? m | 60—70 | Ler- og sandlag eller sandet ler | med varierende kornstørrelse |
| (50—100 m) | | | 40,5—42,3 m Leret grus |

Boreprofilet for boring I er anført til sammenligning, men det må erindres, at punkt 12.5 ligger i nogen afstand fra denne boring. Modstandskurven må fortolkes på den måde, at der findes en del sand og grus ved punkt 12.5.

6. Veberöd (Skåne). I fortsættelse af undersøgelserne ved Ängelholm gennemførtes en geoelektrisk opmåling i terrænet ca. 1 km N for Veberöd ved gården Björkhaga (HÖRBERG & KÄLLSTRAND 1953). Dette skete ligeledes i samarbejde med civilingeniør G. WEIJMAN-HANE og kandidaterne INGVAR HÖRBERG og KARL-AXEL KÄLLSTRAND.

Opgaven gik i dette tilfælde ud på at skaffe sig et bedre overblik over resistivitetsmetodens anvendelighed i det skånske terræn, idet man ved tidligere detaljerede boreundersøgelser havde skaffet sig gode oplysninger om jordbundsforholdene på stedet til en dybde af 10—15 m. I WEIJMAN-HANE's ikke offentliggjorte »Redogörelse för grundvattensundersökningar för Veberöd 1953« findes en oversigt over de geologiske forhold med generaliserede tværprofiler, der støtter sig på resultater fra

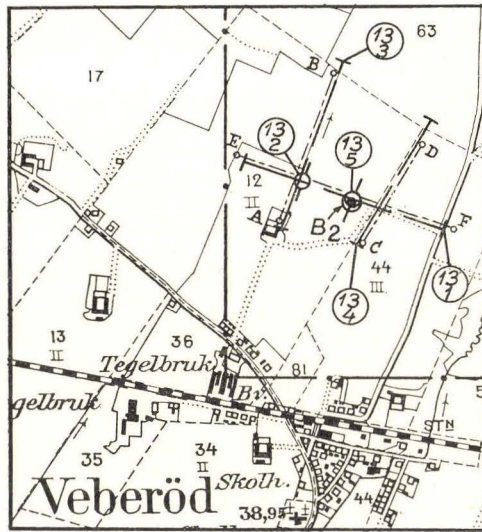


Fig. 26. Veberöd. Linieprofiler, punktprofil (numre i cirkler), boring B_2 og geologiske profiler ($A-B$, $C-D$, $E-F$). Autoriseret reproduktion efter Rikets Allmänna Kartverk, Stockholm, Blad Veberöd. 1:20 000.

Location of trenching lines, electrical drilling (encircled file numbers) well B_2 and cross sections ($A-B$, $C-D$, $E-F$).

slagboringer og vandindvindingsboringer. Et geologisk oversigtskort i 1:50 000 over egnen findes i samme rapport. Det er med hensyn til jordlagernes udbredelsesforhold en gengivelse af det nordøstlige hjørne af S.G.U.'s kortblad Börninge Kloster, Ser. Aa. No. 138.

De geologiske forhold tager sig i store træk således ud: På NØ-siden af Romeleåsen er der aflejret glacialdannelser i sidste istid af en indlandsis, som bevægede sig mod NV i et af de senere stadier. De glaciale dannelser omfatter dels iselvsaflejringer og dels moræneaflejringer. Boreundersøgelserne og det geologiske kort viser, at der i undersøgelsesteren findes en del sand- og gruslag i nærheden af jordoverfladen. Selvom der ikke har været lejlighed til at se prøver af de gennemborede lag, er der ingen grund til at betvivle, at en del af disse dannelser er ægte iselvsaflejringer, som hviler på (eller måske delvis er indblandet i) moræne. Terrænet er ret jævnt. Med hensyn til prækvartæret findes ingen konkrete oplysninger. Antagelig findes disse lag først under 50 m dybde.

Den geoelektriske opmåling omfattede tre linieprofiler: 13.1 ($a=15$ m) parallelt med en borelinie betegnet $E-F$; 13.3 ($a=10$ m) parallelt med borelinie $A-B$ og 13.4 ($a=15$ m) parallelt med borelinie $C-D$. Desuden målttes to punktprofiler: 13.2 ved skæringspunktet for linierne $A-B$ og $E-F$ og med målelinie parallelt med $A-B$, og 13.5 ved boring B_2 og med målelinie omtrent vinkelret på $E-F$ (fig. 26).

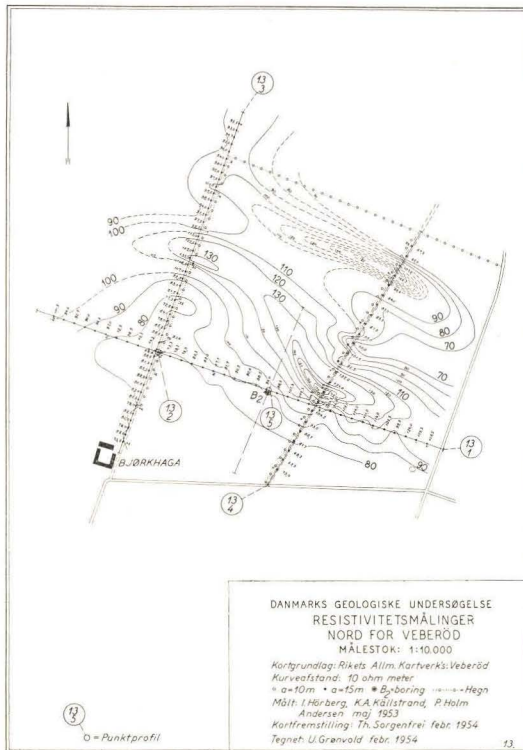


Fig. 27. Veberöd. Equi-Resistivity map, $a = 10$ and $a = 15$ m, contour interval $10 \Omega\text{m}$, scale 1:10 000.

På grundlag af modstandsværdierne (R) fra linieprofilerne er den tilsyneladende specifikke modstand udregnet efter formel (4) side 14, og de således fundne ρ -værdier er indført på kortet fig. 27 ved positionerne på linierne. På grundlag af disse værdier er der tegnet kurver for den tilsyneladende specifikke modstand med en kurveafstand på $10 \Omega\text{m}$.

Fortolkning af linieopmålingen. For hver position udtrykker den tilsvarende ρ -værdi et tilnærmet gennemsnit af de specifikke modstande i lagene ned til en dybde ca. lig med elektrodeafstanden a . De på kortet sammenstillede ρ -værdier er således i virkeligheden ikke absolut indbyrdes sammenlignelige: ved $a=10$ m omfattes færre lag end ved $a=15$ m. Værdierne ved linie 13.3. bør således egentlig betragtes særskilt, og man bør ikke bygge for meget på en sammenligning af talværdierne på 13.3 med de to andre liniers talværdier.

Når der til trods for uligheden i måleobjekt er tegnet et kurvebillede, er dette sket ud fra opfattelsen, at man herigennem alligevel vil få et tilnærmet udtryk for reelt forekommende anomalier i området, idet retningen af modstandsgradienten, som afbildes ved kurverne, skulle repræsentere områdets modstandsgradient med god tilnærmelse.

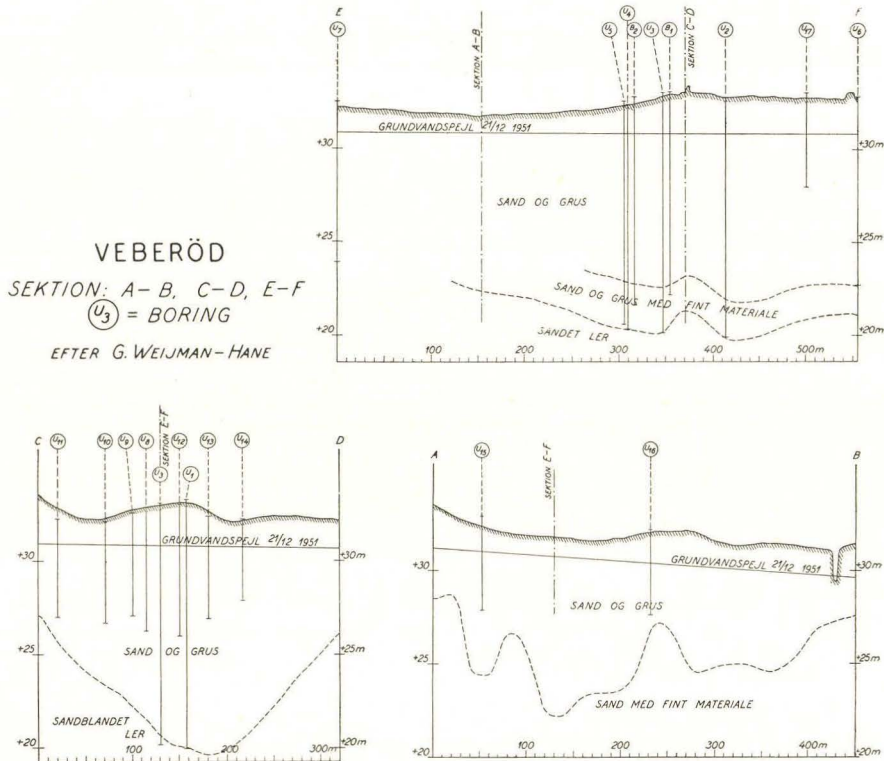


Fig. 28. Veberöd. Tværprofiler. Beliggenhed se fig. 26.

Cross sections (according to G. WEIJMAN-HANE). Location see map fig. 26. Sand og grus: sand and gravel; sand med fint materiale: sand with silt; sandblandet ler & sandet ler: sandy clay; grundvandspejl: groundwater table.

Ved kurvebilledet afgrænses øjensynlig to strøg med stor modstand, markeret ved positionerne 8 og 20 på 13.4 og ved positionerne 19 og 9 på 13.3.

Sammenlignes modstandsværdierne med de geologiske forhold, således som de er fremstillet skematisk på sektionerne A—B, C—D og E—F efter WEIJMAN-HANE ses (fig. 28), at der er forholdsvis god korrelation mellem gruslagenes tykkelse og værdierne for ρ . Det synes derfor berettiget at slutte, at områderne med stor modstand svarer til områder med vandførende sand og grus.

Kurveforløbet skulle antyde en sydøst-nordvestlig orientering af grusforekomsterne. Der er tilsyneladende god overensstemmelse mellem en sådan fortolkning og overfladelagens fordeling på det geologiske kort, hvor der angives rullestenegrus med en udbredelse, der nogenlunde synes at dække modstandsmaximet.

Fortolkning af punktprofilerne. For de to punktprofiler 13.2 og 13.5 (tavle II, fig. 7—8) kan generelt siges, at modstanden er stor over

grundvandspejlet. De vandførende lag er kendetegnet ved relativ høj modstand. Faldet i modstandskurverne under boringernes slutdybde kunne være et tegn på større lerindhold, der er formodentlig tale om moræneaflejringer. De høje modstande, som antydes af kurvernes nederste del kunne måske skyldes tilstedeværelsen af prækvartære bjergarter.

Punktprofil 13.2. Veberød. Ca. 140 m NNØ for Björkhaga og ca 10 m NNØ for slagboring ved pkt. 120 m Sektion. A-B. Målelinie ca. NNØ—SSV. Terræn +32 m. 8/5 1953. (Tavle II, fig. 7).

| Dybde | Ω m | Fortolkning: | Boring ved pkt. 120 m |
|--------------|-----|------------------------------------|------------------------------------|
| ? — 0,7 m | 137 | Sand og grus over grundvandspejlet | |
| 0,7 — 1,45 m | 45 | Ler | 1,5 m Grundvandspejl d. 16/4 1952 |
| 1,45—13 m | 99 | Sand og grus | 0— 9,2 m Sand og grus |
| 13—36 m | 40 | Ler | 9,2—11,0 m Sand med fint materiale |
| 36— ? m | 200 | Prækvartær? | |

Punktprofil 13.5. Veberød. Ca. 210 m ØNØ for Björkhaga ved boring U4. Skt. E—F. Terræn ca. +32,5 m. Målelinie ca. NNØ—SSV. 9/5 1953. (Tavle II, fig. 8).

| Dybde | Ω m | Fortolkning: | Boring U.4 |
|------------|-----|---------------------------------------|--|
| ? — 2,4 m | 810 | Sand og grus over grundvandspejlet | 3,0 m Grundvandspejl d. 16/4 1952 |
| 2,4— 3,2 m | 89 | } Sand og grus under grundvandspejlet | 0— 9,5 m Grus |
| 3,2—16 m | 87 | | 9,5—12 m Grus med finkornet materiale. |
| 16—41 m | 43 | Ler | 12— ? m Sandet lermoræne. |
| 41— ? m | 306 | Prækvartær? | |

Resultaterne fra de to punktprofiler synes at bekræfte en vis grad af korrelation mellem modstandens variation og de ved borerne fundne geo-hydrologiske forhold. Uoverensstemmelserne er ikke større, end at de kan tilskrives de kvartære lags uregelmæssige lejring.

7. Skive. I tiden 16—19/5 opmålte et linieprofil nord for Skive (fig. 30, nr. 55.2) samt linieprofiler syd for byen med $a=50$ m (fig. 29). Formålet med arbejdet var at kortlægge områder, udvalgt af stadsingeniør J. GELLERT i Skive med henblik på evt. borer til Skive vandværk.

Den geologiske situation ved Skive er følgende. Undergrundens lag, der består af tertiære lerarter, når mange steder op i nærheden af terræn. I istiden er der på forskellige tidspunkter foregået dels en erosion af undergrundens lerlag, og dels en aflejring af istidsmateriale (SIGURD HANSEN 1948). Danskekalken findes først omkring 200 m dybde og indeholder saltvand.



Fig. 29. Skive. Linieprofiler ved Glattrup S for Skive. Autoriseret reproduction efter Geodætisk Institut M 1807 og M 1907. 1:20 000.
Location of trenching lines. Scale 1:20 000.

Som følge af de skitserede forhold kan kun vandførende sand- og gruslag i istidsaflejringerne komme i betragtning for vandindvindingen,

De geoelektriske undersøgelser vanskeliggjordes dels som følge af de tertiære lerlags nærhed ved overfladen og dels som følge af den tætte bebyggelse. Det var derfor ikke muligt at foretage en kortlægning i lighed med f. eks. Langstrup området. Liniestystemet kom til at bestå af løst sammenhængende linier, hvorved kurvedragningen i høj grad vanskeliggjordes. Det fremstillede kortbillede kan derfor ikke gøre krav på nogen grad af nøjagtighed; kurverne må kun opfattes som en støtte til anskueliggørelsen af måleresultaternes variation (fig. 30).

Ved Skive gjorde et fænomen kendt under betegnelsen vagabonderende strømme sig særlig stærkt gældende. Vagabonderende strømme ytrer sig ved, at instrumentet giver udslag og altså registrerer en potentialforskil mellem potentialelektroderne, selv om der ikke frembringes strøm med generatoren. Vagabonderende strømme kan formodentlig opstå på forskellige måder. Ved Skive skyldtes de sikkert den tætte bebyggelse og de i forbindelse hermed udstrakte elektriske ledningsnet, som på forskellig vis må formodes at skabe elektriske felter i den omgivende

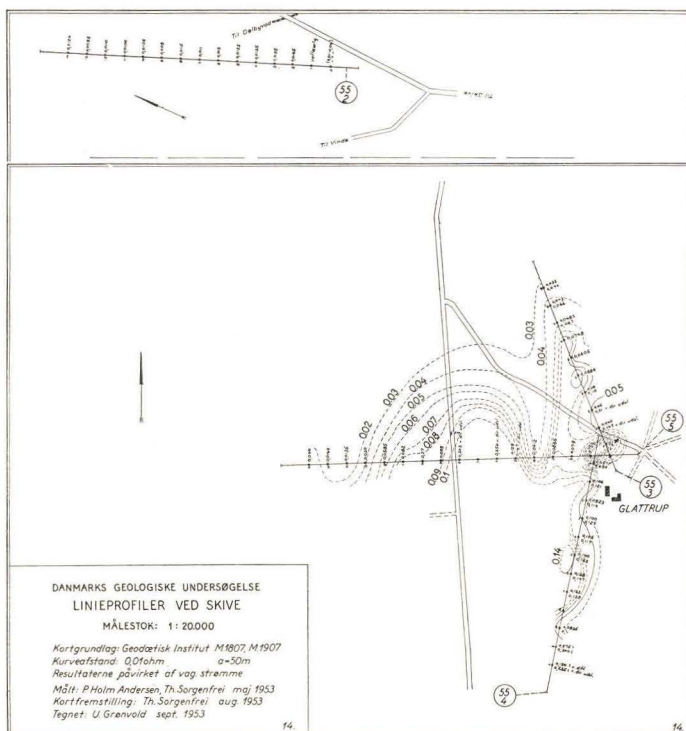


Fig. 30. Skive. Resistivity map. $a = 50$ m. Measurements influenced by vagabondary currents. Scale 1:20 000.

jordbund. Vagabonderende strømme i jorden kan medføre, at geoelektrisk opmåling i mangfoldige tilfælde helt umuliggøres.

Som følge af de vagabonderende strømme og på grund af den nævnte ringe terrænkontrol ved linieprofilerne står vi noget usikker overfor de opnåede resultater ved Skive.

I det nordlige område i dalen S for Frisenborg ved Vindebæk viste der sig meget små modstandsværdier. Man måtte derfor gå ud fra, at der ikke fandtes sandpartier af betydning i dalstrøget, hvor afdelingsingeniør L. M. ZACHARIASEN ud fra hydrologiske forstudier havde håbet på tilstedeværelsen af vandførende lag. Området blev opgivet efter fuldførelsen af den første linieopmåling.

Området ved Glattrup syd for Skive viste større variation med hensyn til modstanden. Der forekommer her formodentlig sand- og gruslag indenfor måledybden 50 m. De meget hyppige vagabonderende strømme gør resultaterne meget usikre. I maximet S for Glattrup er siden udført en boring med følgende profil:

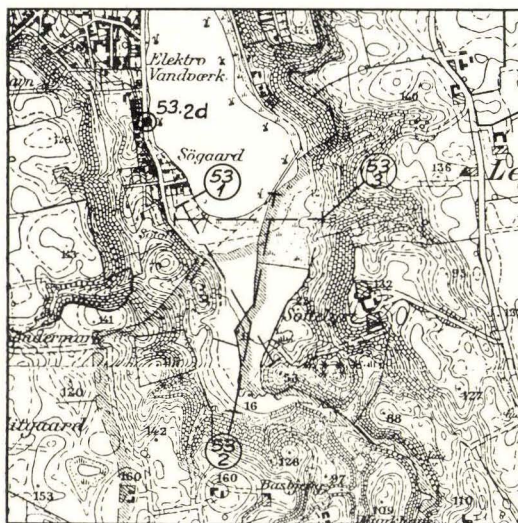


Fig. 31. Lemvig. Linieprofiler og beliggenhed af Lemvig vandværks boring 53.2d. Autoriseret reproduction efter Geodætisk Institut M 1802 og M 1902. 1:20 000. Location of trenching lines and well no. 53.2d of Lemvig waterworks. Scale 1:20 000.

Arkiv nr. 55.234. Glattrup. Skive vandværk. Boring 15/11—12/3 1954 i modstandsmaximum ca. 200 m SSV for Glattrup. Udført af POUL CHRISTIANSEN, Højslev.

| | | |
|------------------|-------------|--|
| Terræn ca. +10 m | 0 — 0,8 m | Tørv |
| | 0,8—13 m | Diluvialsand, gråt finsand |
| | 13 —21,5 m | — , — , fint finsand |
| | 21,5—66 m | Diluvialler med lag af fint diluvialsand. |
| | 66 —73,7 m | Diluvialsand og -grus. Vandrejsning 1,45 m under terræn, 17 m ³ /t ved 3,08 m sænkning. Spec. kap. 1,7 l/s/m. |
| | 73,7—75,5 m | Moræneler, gråt |
| | 75,5—76,5 m | Diluvialsand, groft |
| | 76,5—82,5 m | Tertiært ler, formodentlig Røsnæsler. |

Det skal understreges, at det er meget usandsynligt, at det vandførende lag fra 66—73,7 m dybde har haft nogen målelig indflydelse på resultaterne fra lineiopmålingen, idet det overliggende diluvialler uden tvivl virker som meget kraftig »skærmfaktor« p. gr. a. dets sikkert store ledningsevne. Det gunstige boreresultat set fra et vandindvindingsmæssigt synspunkt kan derfor i dette tilfælde ikke tages til indtægt for den geoelektriske fortolknings succes.

Punktprofil 55.1. Skive. Ca. 200 m NV for 27 km stenen ved sydenden af Skive fjord, nordsiden af landevejen og ca. 1,1 km SØ for boring

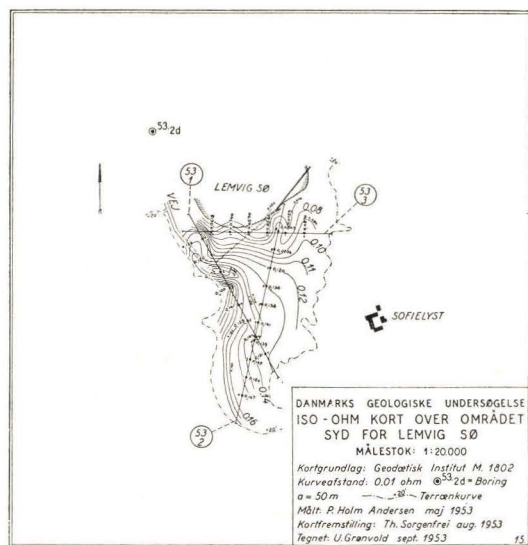


Fig. 32. Lemvig. Iso-ohm map, $a = 50$ m, contour interval 0.01Ω . Scale 1:20 000.

nr. 55.2 på Skive station. Måling med indtil 250 m elektrodeafstand parallelt med landevejen. 17/5 1953.

Denne måling udførtes for at prøve apparaturets effektivitet ved den store elektrodeafstand. Galvanometerudslaget viste sig ved dette forsøg at være så ringe ved $a = 50$ m og derover, at aflæsningen var meget vanskelig. Måleresultaterne er afbildet grafisk på tavle III, fig. 9. En numerisk analyse af kurven er umulig for den del, der svarer til $a > 50$ m, idet ρ_2/ρ_1 ligger over ∞ . Der bør iøvrigt ikke tillægges målingen for stor betydning, idet lokale forhold og evt. elektriske forstyrrelser ikke kan udelukkes som forstyrrende faktorer. Målingens betydning kan først vurderes, når der på andre egnede steder er fremskaffet flere måledata til lignende dybder. Som et resultat kan dog noteres, at det tertiære ler betegnet som Septarieler øjensynlig har meget ringe modstand (ca. $4 \Omega\text{m}$).

8. Lemvig. Den 20/5 opmålt tre linieprofiler syd for Lemvig sø i tilknytning til en forespørgsel til D.G.U. fra stadsingeniør C. M. IVERSEN i Lemvig, angående nye boresteder til udvidelsen af Lemvig vandværk, der ligger i den sydlige udkant af byen (fig. 31).

De geologiske forhold ved Lemvig. Prækvartæret optræder formentlig først under 100 m dybde i den største del af området. Byen ligger i en dal, der er en fortsættelse af fjorddalen og har retningen NNV—SSØ. I den største del af dalen forekommer grundvandet sikkert under tryk, idet roligt vandspejl ved vandværkets borer ca. 250 m N til V for Søgård står over terræn. Kilder langs dalsiderne tyder ligeledes herpå. Sandsynligheden taler meget stærkt for, at dalen er en tunnel-

dal, der er opstået i sidste istid under indlandsisen, der havde en bevægelsesretning nord—syd i denne egn (SIGURD HANSEN, 1948).

Den geoelektriske undersøgelse. Vandværket udnytter sand- og gruslag i istidsdannelserne. De geologiske forhold betinger, at en udvidelse af indvindingen må være knyttet til sand- og gruslag i kvartæret udenfor de nuværende boringers indtagningsområde. Arbejdsprogrammet for modstandsmålingerne gik derfor ud på ved linieprofiler med $a = 50$ m at undersøge terrænet syd for Lemvig sø. I betragtning af de ensartede højdeforhold ved dalbunden, hvor terrænkoten kun varierer mellem ca. $+2,5$ og $+4,5$, måtte man på forhånd gå ud fra, at eventuelle modstands-anomalier udelukkende skyldes jordlagene og vandet i porerne. Lagene over grundvandspejlet skønnedes ikke at have nogen større praktisk indflydelse på de målte modstandsværdier på grund af denne zones ringe tykkelse eller fuldstændige fraværelse.

Det elektriske anomalibillede på det udarbejdede iso-ohm kort viser karakteristiske træk (fig. 32). Et forholdsvis veldefineret, langstrakt modstandsmaximum strækker sig langs den vestlige dalside og ender mod syd ud for sidedalen, hvori Skjørøbæk løber, og som tager sin begyndelse mod syd ved Kronhedes sandslette. Modstandsværdierne aftager nordpå fra maximumet mod Lemvig sø og mod den østlige dalside.

Geologisk fortolkning. Maximumet fortolkes som et udtryk for tilstedeværelsen af et relativt smalt strøg af sand- og gruslag, der er aflejret i en smeltevandstunnel under indlandsisen i istiden og siden dækket af moræneler. Det er rimeligt at formode, at denne aflejring aftegner en af tilførselsvejene for smeltevandet, der strømmede ud imod isranden ved Kronhede. Uden for isranden aflejredes sand og grus af smeltevandet i et mere forgrenet vandløbssystem, der her kunne brede sig til alle sider, hvorved Kronhedes udstrakte sand- og grusslette efterhånden blev dannet.

Undersøgelsen ved Lemvig kan formodentlig tages som et eksempel på en passende fordeling af målepunkter og linier i forhold til opgavens art og terrænets form. Det fremkomne kurvebillede må endvidere anses for at være et godt udtryk for jordlagenes variation i forhold til kortets målestok.

Hvis den geologiske fortolkning er rigtig, vil det være fordelagtigt at basere en fremtidig vandværksudvidelse på boringer i strøget med de maximale modstandsværdier, idet maximumet ligger betydeligt udenfor de eksisterende boringers indtagningsområde.

Der er endnu ikke udført boringer i undersøgelsesområdet, idet man ved en boring N for Søgård, nærmere byen opnåede et tilfredsstillende resultat. Det skal tilføjes, at geoelektrisk måling var umulig her p. gr. a. bebyggelse.

9. Tåstrup. I 1932 påviste HILMAR ØDUM, at der ved Tåstrup findes et begrænset område, hvor kalkundergrunden ligger under kote -40 m.

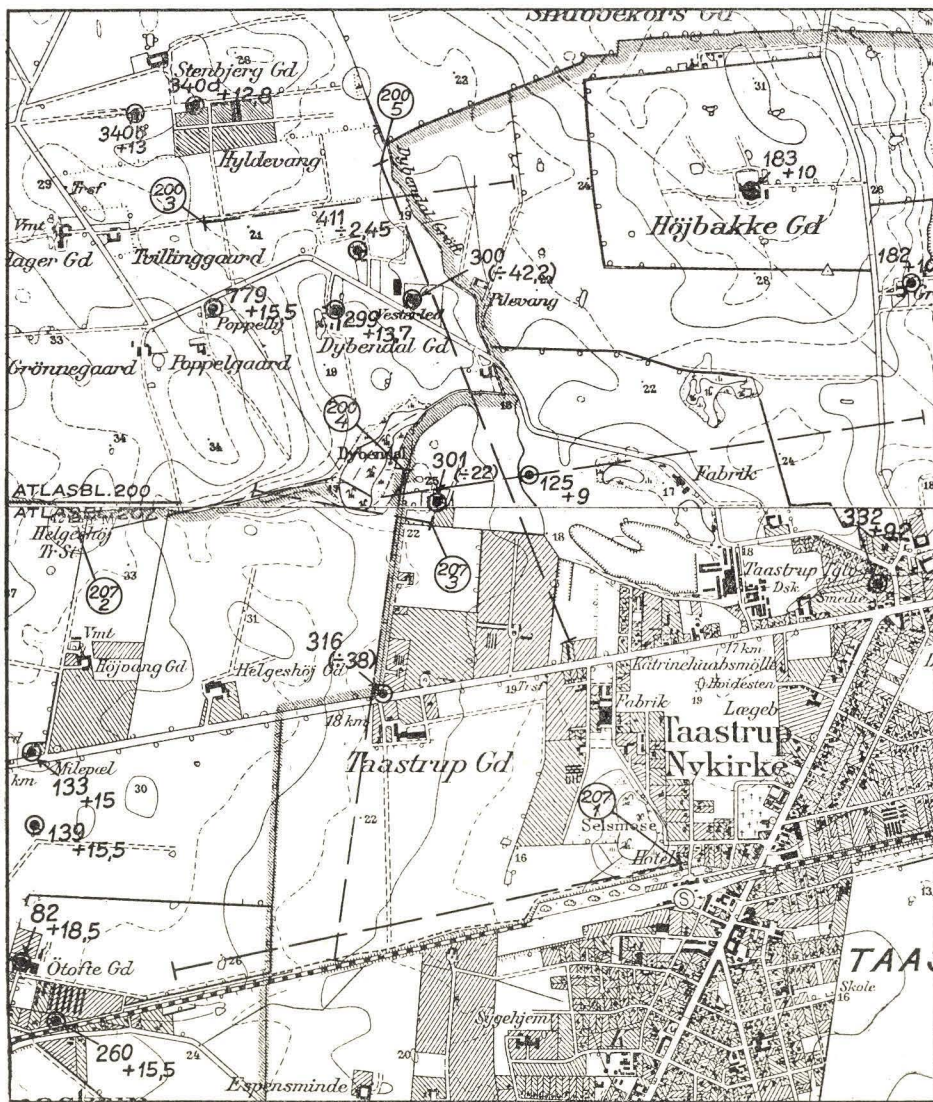


Fig. 33. Taastrup. Linieprofiler (numre i cirkler) og borer med arkivnummer og kalkkote eller slutkote kvartær (koteital i parentes). Autoriseret reproduction efter Geodætisk Institut M 3128 og M 3228. 1:20 000.

Location of trenching lines and wells. File number and elevation of top of Danian limestone (or final depth in Glacial Drift if in brackets) in metres shown at each well. Scale 1:20 000.

I nærheden af de to borer (blad 200, boring nr. 300 og 301 se fig. 33), som er trængt igennem tykke kvartærslag uden at nå kalken, findes adskillige borer, hvori kalken er truffet ved dybder svarende til koteintervallet +5—+20 m. Kalken består i disse borer af bryozokalk. Istidsdannelserne over kalken er fra 10 til 20 m tykke.

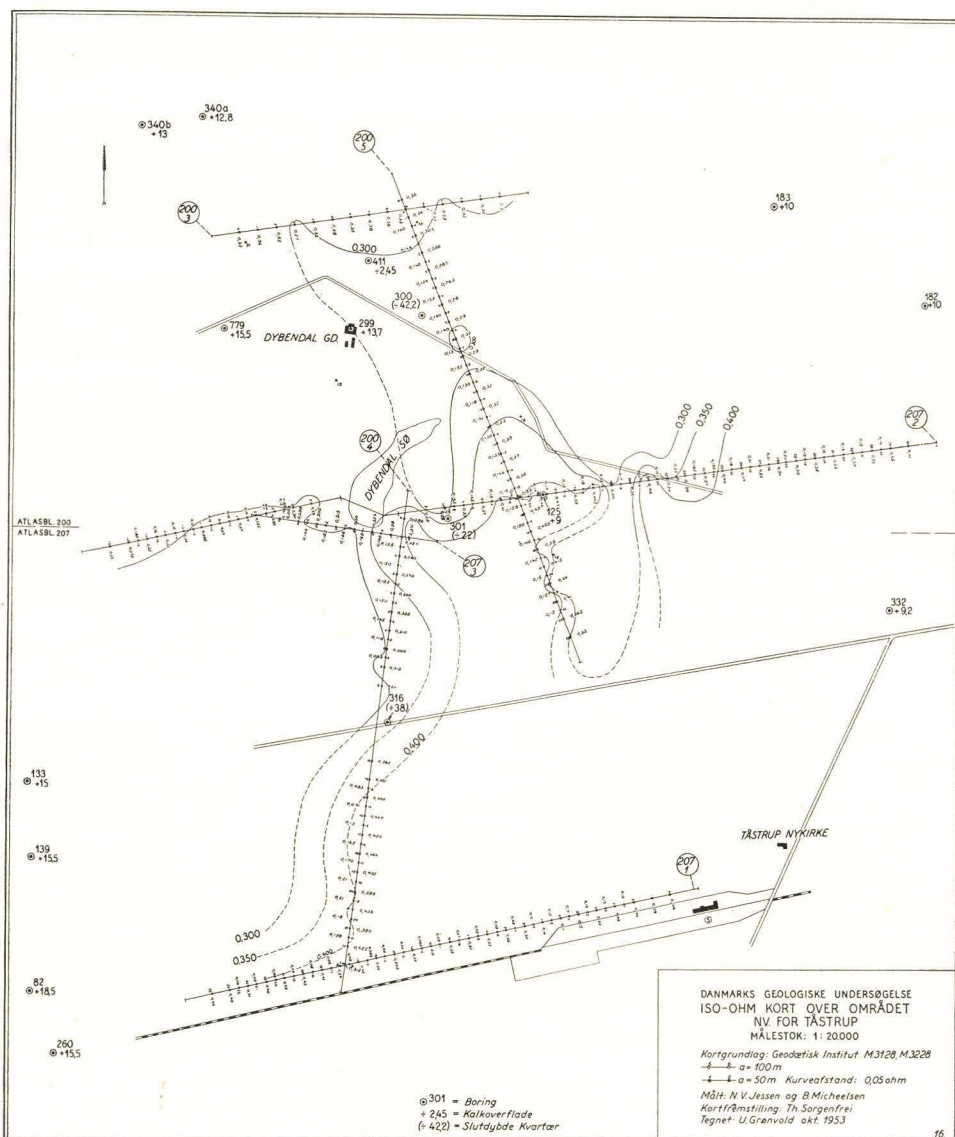


Fig. 34. Tåstrup. Iso-ohm map, $a = 50$ m, contour interval 0.05Ω . Scale 1:20 000.

Siden 1932 er der til D.G.U.'s borearkiv indsendt oplysninger om nye borer, som indkredser problemet om kalkdalens udstrækning yderligere. For at undersøge den geoelektriske metodes anvendelighed ved kortlægningen af undergrundens ujævnheder opstilledes et program for en geoelektrisk undersøgelse af det omtalte område ved Tåstrup. Opgaven gik ud på ved en kombineret linieopmåling at forsøge at kortlægge dalen samt at opmåle et par punktprofiler i nærheden på steder, hvor forholdene var tilstrækkelig klarlagt.

På kortet over opmålingen med $a=50$ m (fig. 34) antydes tilstedeværelsen af et modstandsmaximum over området med borerne som endnu ikke har nået bryozokalken, mens der på kortet med $a=100$ m (fig. 35) øjensynlig findes et minimum i den samme del af undersøgelsesfeltet (fig. 34—35).

Den geologiske fortolkning af dette forhold kan muligvis blive følgende.

Ved linierne med $a=50$ m vil det hovedsagelig være istidsdannelsernes modstande, som præger udtrykket for R . Fra borerne ved vi, at der i dalen efter alt at dømme findes en del sand og grus, som dog ikke er særlig godt vandførende. Formodentlig er der for en væsentlig del tale om morænesand og -grus. I geoelektrisk henseende kan dette bevirke et lokalt modstandsmaximum over dalen.

Ved målingerne med $a=100$ m vil den elektriske strøm i langt højere grad forløbe i kalken i de tilfælde, hvor målingerne er foretaget udenfor dalen end i dalen, som er udfyldt af kvartære jordlag. Kalkbjergarter viser normalt store modstandsværdier overfor den elektriske strøm, således som det f. eks. fremgår af undersøgelserne ved Herstedøster og på Stevns. De høje værdier ved Tåstrup tages derfor som et udtryk for kalkens indflydelse på R . I selve dalen vil de kvartære jordlag dominere modstandsværdierne. Selvom der som nævnt sikkert i nogen udstrækning er tale om sandede aflejringer, vil de ikke ubetydelige mængder lermateriale i lagene dog bevirke, at den elektriske modstand er lav i forhold til kalkbjergarterne, der flankerer dalen. Men dette betyder, at der med den større elektrodeafstand netop må aftegnes sig et lokalt modstandsminimum over dalen.

Som nævnt betragtes Tåstrupundersøgelsen ikke som afsluttet. Det er hensigten at lægge yderligere profillinier igennem terrænet for at få klarlagt, om den her givne fortolkning kan opretholdes. De målte punktprofiler viste meget ekstreme modstandsforhold og skal ikke kommenteres.

10. Rislev. Geologiske forhold. I 1923 beskrev HEE ANDERSEN og HILMAR ØDUM en forekomst af saltvandsplanter midt inde i land, i Rislev mose nord for Næstved. Ved senere borer er de geologiske forhold oplyst (JOHS. ANDERSEN og HILMAR ØDUM, 1930), og man har påvist tilstedeværelsen af salt grundvand. Kvartæret består efter ØDUMS undersøgelse af moræne med indlejrede lag af smeltevandssand og -grus, og dybgrundens lag består af bryozokalk, der allerede findes ved ca. 8 m dybde. Vandet fra kalken i den centrale del af mosen viste sig at indeholde 0,625 % Cl^- , svarende til 1,030 % NaCl .

HEE ANDERSEN og ØDUM har på et kort vist udbredelsen af saltbundsplanterne i 1923.

Den geoelektriske undersøgelse. Det blev besluttet at kortlægge Rislev mose geoelektrisk for at forsøge at få et overblik over saltvandets

eventuelle indflydelse på modstandsværdierne. Hensigten var både at gennemføre liniemålingerne med $a = 50$ m og $a = 25$ m samt at udføre en punkt-opmåling på et passende sted. Undersøgelsen fandt sted fra 18—27/8 1953.

Der blev lagt en nord-sydgående hovedlinie samt to tværlinier gennem terrænet (fig. 36). Det viste sig dog, at 50 m målingerne ikke kunne gennemføres, idet galvanometeret ikke gav aflæselige udslag med denne elektrodeafstand, hvilket øjensynlig skyldes de saltvandsførende jordlags store ledningsevne og de overliggende lags ringe tykkelse. Det lykkedes at opnå forholdsvis gode resultater ved $a = 25$ m.

Det udarbejdede iso-ohm kort er meget enkelt. Det viser en smuk korrelation mellem iso-ohm kurverne og udbredelsesgrænsen for saltbundsfloraen. De lave modstandsværdier i centret af undersøgelsesfeltet tilskrives det optrængende saltvand (fig. 37).

Anomaliens langstrakte form kunne måske føre til den antagelse, at der er tale om en saltvandsinfiltration fra den dybere undergrund gennem en N—S gående spaltezone. En sådan hypotese kan heller ikke afvises. Anomaliens kurver viser imidlertid en iøjnefaldende konformitet med mo-seområdet og terrænkurverne. Sammenholdes dette med terrænets lave beliggenhed og de gode afstrømningsmuligheder for grundvandet i kalken til vandløb og dæmningsgrøfter gennem eventuelle sandlag, må saltvandet optrængen snarere ses som en følge af de hydrostatiske forhold. Grundvandet afledning vest for Stenskovområdet fremkalder sandsynligvis et hydrostatisk undertryk i Slagmosen, hvorved de dybere grundvandshorisonter registrerer et lokalt overtryk, der må resultere i en opadgående vandbevægelse. Det er sandsynligt, at saltvandet optræden må ses ud fra et sådant synspunkt, hvilket naturligvis ikke udelukker, at også en spaltezone kan indgå i billedet. Det må dog fremhæves, at den elektriske kortlægning hverken leverer noget bevis for en spaltezones tilstedeværelse eller berettiger til nogen konklusion m. h. t. en eventuel spaltezones orientering.

Der udførtes et dobbelt punktprofil ca. 60 m ØSØ for den i sin tid udførte boring 216.15 b (= boring B, JOHS. ANDERSEN og HILMAR ØDUM 1930, p. 63), hvis boreprofil også er gengivet på diagrammet med modstandskurverne (tavle III fig. 10).

Nedenfor anføres de udregnede dybdeintervaller og tilhørende specifikke modstande.

Punktprofil 216.5. Rislev Mose. Ca. 600 m ØNØ for Rislev kirke. Terræn ca. +6 m. 27/8 1953. (Tavle III, fig. 10).

| A. Nord—syd linien | | |
|--------------------|---------------|---------------|
| Dybde | (Ω m) | Fortolkning: |
| 0— 0,14 m | 59 | } Sand, tørv? |
| 0,14— 0,3 m | 39 | |
| 0,3 — 0,36 m | 46 | |

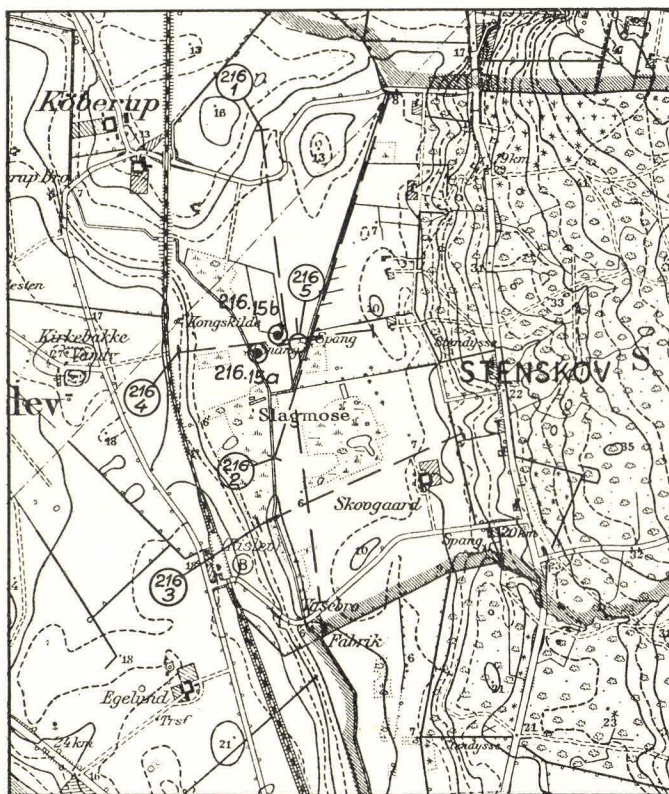


Fig. 36. Rislev. Linieprofiler, punktprofil (numre i cirkler) og borer. (216.15a-b).
 Autoriseret reproduction efter Geodætisk Institut M 3725. 1:20 000.
 Location of trenching lines, electrical drilling (encircled file numbers) and wells (216.15a-b).
 Scale 1:20 000.

| | | |
|-------------|------|------------------------|
| 0,36— 3,4 m | 15,2 | Ler |
| 3,4 —11,0 m | 48,5 | Sand og ler |
| 11,0 — ? m | 6,6 | Bryozokalk m. saltvand |

B. Øst—vest linien

| Dybde | (Ω m) | Fortolkning: |
|------------|-------|-------------------------------|
| 0— 0,2 m | 48 | } Sand, tørv? |
| 0,2— 0,3 m | 32 | |
| 0,3— 1,8 m | 13,5 | } Ler |
| 1,8— 5,4 m | 23,2 | |
| 5,4— 8,2 m | 60,0 | Sand og ler |
| 8,2—26,0 | 21,3 | Bryozokalk med noget saltvand |
| 26,0— ? m | 5,5 | — med saltvand |

Modstandskurverne synes i store træk at være korrelerbare med boreprofilen. Saltvandets tilstedeværelse bevirker dog tydeligvis en kraftig

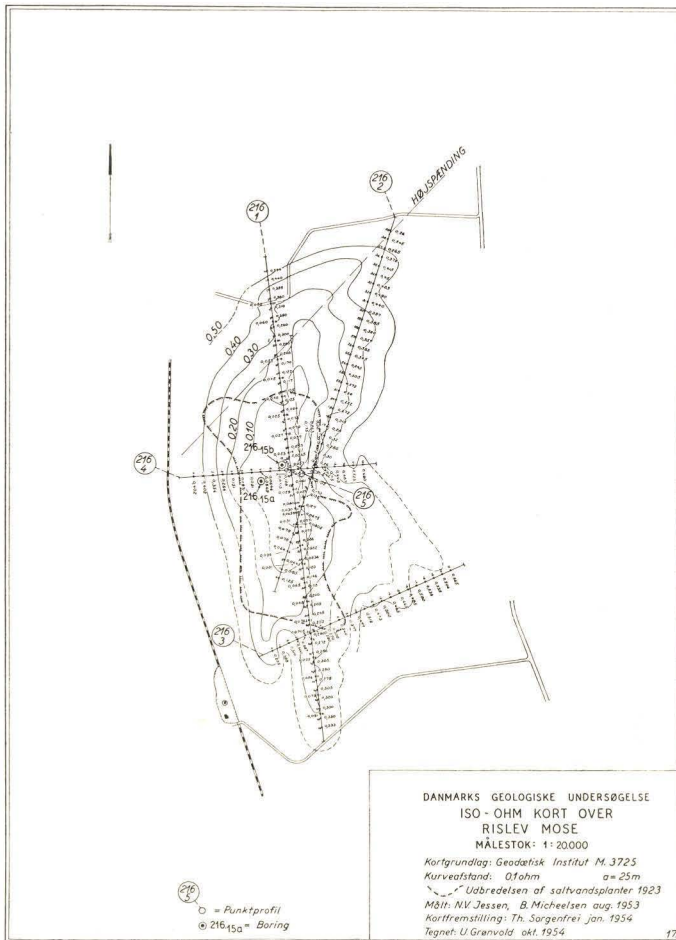


Fig. 37. Rislev. Iso-ohm map, $a = 25$ m, contour interval 0.1Ω . Scale 1:20 000.

nedsættelse af modstandsværdierne for bryozokalken, når man sammenligner med målingerne på Stevns. På grund af saltvandets tilstedeværelse i terrænet må jordartstolkningerne betragtes med noget forbehold. Dybdebestemmelsen for kalkoverfladen på Ø—V linien passer nøjagtigt med boreprofilen for boring 216.15.b, som det fremgår af punktprofil-diagrammet. Dette harmonerer også godt med forholdet, at kalkoverfladen ligeledes er truffet i denne dybde i boring 216.15.a, der ligger ca. 60 m SØ for boring 216.15.b.

Efter resultaterne fra N—S linien skulle man antage noget mindre ensartethed i kalkoverfladens beliggenhed i denne retning samt en kraftigere inficering med saltvand. Dette sidste er jo iøvrigt allerede sandsynliggjort ved lineopmålingen, idet saltvandet efter fortolkningen af denne undersøgelse skulle trænge op i et aflangt, N—S orienteret område.



Fig. 38. Åbenrå. Undersøgelserne ved Kolstrup, Hjelme og Farversmølle med linieprofiler og borer (henholdsvis indkredsete og ikke indkredsete arkivnumre). Autoriseret reproduction efter Geodætisk Institut M 4109. 1:20 000.

Location of trenching lines (encircled file numbers) and wells. Scale 1:20 000.

11. Åbenrå. I forbindelse med vandværkets boreprogram for tre undersøgelsesboringer vest og syd for byen gennemførtes lineopmålinger ved Kolstrup, Hjælm og Farversmølle (fig. 38).

De geologiske forhold ved Åbenrå. Åbenrå fjord er sandsynligvis dannet i sidste istid af en gletschertunge, der bevægede sig fra øst mod vest (A. JESSEN, 1945). Den nåede formodentlig ud til terrænet vest for Årslev. I fjordområdet optræder meget hyppigt store flager af fedt, interglacialt ler i istidsdannelserne, og moræneaflejringerne er almindeligvis præget af at være stærkt blandet med interglacialt ler. Istidserosionen er gået ned til ca. 120 m dybde. Underlaget består øjensynlig af glimmerler, hvori der hidtil ikke er fundet og heller ikke kan ventes at forekomme vandførende lag af interesse for vandindvindingen. Vandførende lag må derfor søges i istidsdannelserne. Sand- og gruslag formodes kun at være sparsomt til stede.

Vandværket placerede først to boringer med D.G.U.'s assistance på almindelig geo-hydrologisk indikation, een ved Kolstrup, og een ved Hjælm som vist på kortet fig. 38. De blev ført ned til henholdsvis 95,5 m (ark. nr. 160.102) og 92 m (ark. nr. 160.105) uden at træffe vandførende lag, når der ses bort fra enkelte underordnede lag af størrelsesordenen 1—2 m.

Ved de påfølgende geoelektriske undersøgelser, der gennemførtes som lineopmålinger med $a = 25$ m og $a = 50$ m konstateredes, at de to boringer var udført på steder med meget lave modstandsværdier. (Se kortene fig. 39—40).

Boreprofilen ser således ud:

Arkiv nr. 160.106. Åbenrå vandværk, boring nr. 3, Farversmølle. Udført af K. FR. SCHMIDT, Christiansfeld jan.-febr. 1954.

| | | |
|-----------------|----------------|--|
| Terræn ca. +8 m | 0 — 0,25 m | Tørv |
| | 0,25 — 0,55 m | Moræneler |
| | 0,55 — 1,2 m | Smeltevandssand, leret |
| | 1,2 — 2,7 m | Sand, mørkt, leret |
| | 2,7 — 10,0 m | Smeltevandssand og -grus, stenet |
| | 10,0 — 11,3 m | Ler og sten (moræne?) |
| | 11,3 — 13,8 m | Smeltevandssand og -grus (vandførende) |
| | 13,8 — 15,8 m | Smeltevandssand, gråt, fint, leret |
| | 15,8 — 29,0 m | Smeltevandssand, finsandet |
| | 29,0 — 31,0 m | Smeltevandssand og -grus, vandførende |
| | 31,0 — 31,5 m | Smeltevandsler |
| | 31,5 — 32,5 m | Smeltevandssand, fint |
| | 32,5 — 35,5 m | Smeltevandssand og -sand, stenet, vandrejsning ca. 1 m under terræn |
| | 35,5 — 37,85 m | Smeltevandssand, fint, leret |
| | 37,85 — 52,0 m | Ler med sandlag, øjensynlig delvis smeltevandsler og -sand |
| | 52,0 — 59,0 m | Lerblandet grus og sand, moræne? |
| | 59,0 — 60,0 m | Smeltevandssand, stenet, vandførende |
| | 60,0 — 65,0 m | Leret grus og sand, moræne? |
| | 65,0 — 66,0 m | Smeltevandssand og -grus, vandførende |
| | 66,0 — 78,0 m | Leret grus og sand, øjensynlig smeltevandsaflejringer blandet med moræne |

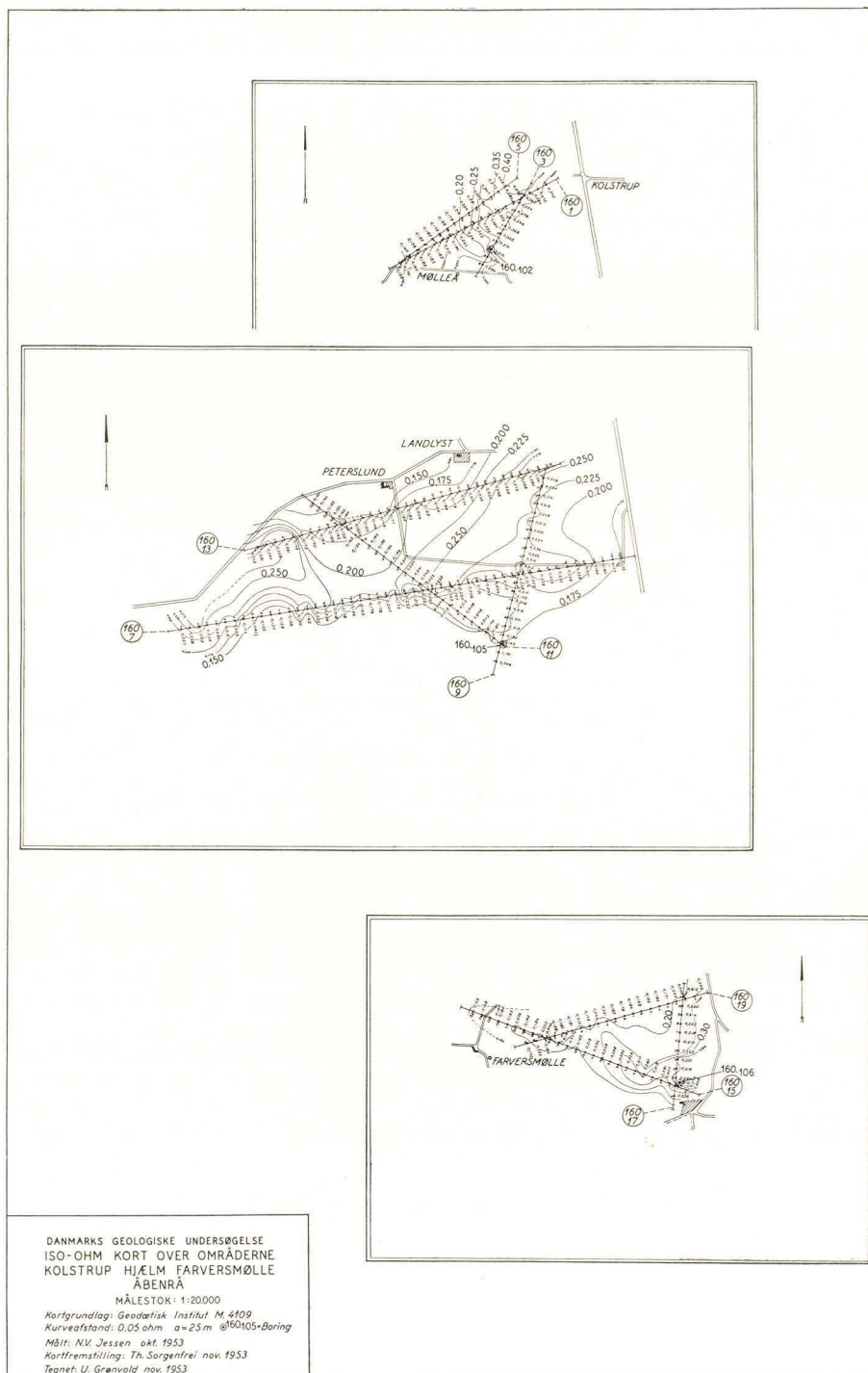


Fig. 39. Åbenrå. Iso-ohm map, $a = 25$ m, contour interval 0.05Ω . Scale 1:20 000.

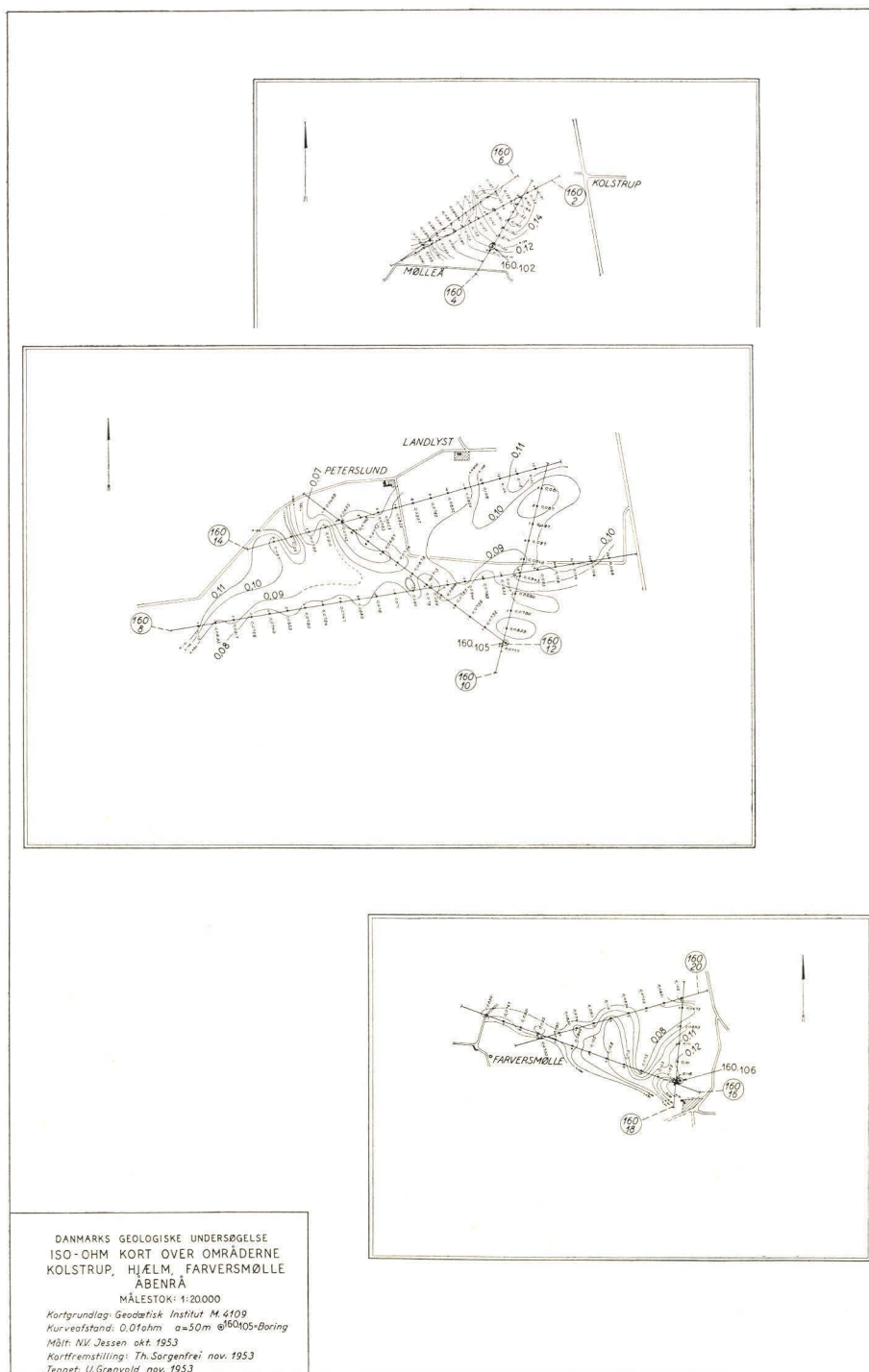


Fig. 40. Åbenrå. Iso-ohm map, $a = 50$ m, contour interval 0.01Ω . Scale 1:20 000.

Boring nr. 3 udførtes ved Farversmølle efter den geoelektriske undersøgelse. Den anbragtes ca. 500 m V for Farversmølle, hvor der både ved 25 og 50 m trenching har vist sig et lokalt maximum for modstandsværdierne, som det fremgår af kortene fig. 39—40.

Der er ikke udført nogen prøvepumpning i de vandførende lag.

Med påvisningen af de ikke helt ubetydelige sand- og gruslag ved Farversmølle indenfor det lokale modstandsmaximum er det således lykkedes at demonstrere en god korrelation mellem de geoelektriske modstandsmålinger og de udførte boringer i alle tre undersøgelsesfelter ved Åbenrå.

12. Ollerup. I de senere år har Svendborg vandværk udført en række undersøgelsesboringer i området mellem Svendborg og Ollerup. Da man i dalen fra Hvidkilde over Nielstrup til Ollerup havde udført en del boringer, som ikke traf på særlig gode vandførende lag, anmodede vandværksbestyrer R. KROMANN MADSEN D.G.U. om at gennemføre en geoelektrisk undersøgelse i området.

For at give et fyldigere overblik over de geologiske forhold til belysning af de geoelektriske resultater anføres nedenfor i forenklet form boreprofilerne for Svendborg vandværks boringer P6—P9 og P13—P14, som er udført i undersøgelsesterrænet, inden den geoelektriske undersøgelses afslutning. Boringerne er afmærket på målebordsblad-udsnittet fig. 41.

Arkiv nr. 164.122. Hvidkilde. Svendborg vandværks prøveboring P.6, N for Hvidkilde. Udført af V. STOFFREGEN, Silkeborg, okt. 1950.

| | | | |
|----------------|-------------|--|--|
| Terræn +32,7 m | 0—0,3 m | Muld | |
| | 0,3—21,8 m | Moræneler, delvis forvitret og sandet | |
| | 21,8—33,3 m | Smeltevandssand og -grus. Vandrejsning 2,8 m under terræn. 62 m ³ /t ved 2,25 m sænkning (spec. kap. 7,6 l/s/m) | |
| | 33,3—33,5 m | Finsand, leret (smeltevandssand) | |

Arkiv nr. 164.124. Hvidkilde. Svendborg vandværks prøveboring P.7, N for Hvidkilde. Udført af V. STOFFREGEN, Silkeborg, marts 1951.

| | | | |
|------------------|-------------|---|--------------------|
| Terræn ca. +20 m | 0 — 0,9 m | Muld | } ingen boreprøver |
| | 0,9—4,8 m | Tørvejord | |
| | 4,8—5,2 m | Blåler | |
| | 5,2—6,7 m | Sand og sten | |
| | 6,7—44,6 m | Moræneler | |
| | 44,6—45,4 m | Morænesand | |
| | 45,4—45,7 m | »Lokalmoræne« med Kertemindeler | |
| | 45,7—49,3 m | Blåler m. sten (sandsynligvis moræneler) | |
| | 49,3—57,0 m | Smeltevandssand og -grus. Vandrejsning 5,75 m over terræn. 12 m ³ /t ved 8,75 m sænkning (spec. kap. 0,38 l/s/m) | |
| | 57,0—67,9 m | Blåler og »urent« sand. Sandsynligvis hovedsageligt moræneler | |
| | 67,9—88,0 m | Ler, stenfrit, grågrønt, ret fedt, stedvis finsandet med enkelte skalfragmenter og hårde lag. (Sandsynligvis interglacialt) | |

Arkiv nr. 164.125. Nielstrup. Svendborg vandværks prøveboring P.8, S for Nielstrup. Udført af V. STOFFREGEN, Silkeborg, juli 1951.

| | | |
|------------------|-------------|--|
| Terræn ca. +16 m | 0 — 4,2 m | Tørv |
| | 4,2—11,4 m | Ler, sandet |
| | 11,4—38,8 m | Moræneler |
| | 38,8—46,2 m | Ler, mørkegråt, finsandet, kalkholdigt og grønliggråt, fedt, kalkfrit ler. Interglacialt ler, ojetsynlig ikke-marint |
| | 46,2—88,0 m | Ler, gråt, mørkt og grønliggråt, mere eller mindre finsandet, glimmerholdigt. Sandsynligvis interglacialt |

Arkiv nr. 164.130. Ollerup. Svendborg vandværks prøveboring P.9, N for gymnastikhøjskolen i Åmosen. Udført af V. STOFFREGEN, dec. 1951—jan. 1952.

| | | |
|-------------------|--------------|---|
| Terræn ca. +8,7 m | 0 — 1,0 m | Tørv |
| | 1,0— 6,0 m | Ferskvandsdynd med skaller (<i>Bithynia</i> sp. og <i>Anodonta</i> sp.) |
| | 6,0—11,0 m | Finsand med lerede lag |
| | 11,0—16,0 m | Moræneler, fedt |
| | 16,0—20,0 m | Melsand med groft sand og grus, smeltevands-sand |
| | 20,0—25,0 m | Moræneler |
| | 25,0—26,0 m | Smeltevandssand og -grus |
| | 26,0—31,0 m | Moræneler |
| | 31,0—36,0 m | Morænesand |
| | 36,0—42,0 m | Moræneler, gruset |
| | 42,0—43,1 m | Smeltevandssand, fint |
| | 43,1—45,5 m | Moræneler, ret fedt |
| | 45,5—49,5 m | Smeltevandssand og -grus. Vandrejsning 9,1 m over terræn. 12 m ³ /t ved 8,9 m sænkning (spec. kap. 0,4 l/s/m) |
| | 49,5—57,0 m | Moræneler |
| | 57,0—63,0 m | Smeltevandssand, lyst, fint. Vandrejsning 6 m over terræn. 3 m ³ /t ved 5,65 m sænkning (spec. kap. 0,1 l/s/m) |
| | 65,5—76,3 m | Sandet ler og leret sand og grus, sandsynligvis moræne |
| | 76,3—84,5 m | Ler og finsand, grønliggråt, sandsynligvis interglacialt |
| | 84,5—96,9 m | Kertemindeler med skiferlag |
| | 96,9—108,5 m | Bryozokalk og flint. Vandrejsning 5 m over terræn. 0,006 m ³ /t ved 4,6 m sænkning (spec. kap. 0,0004 l/s/m) 10 376 mg/l Cl ⁻ |

Arkiv nr. 164.131. Ollerup. Svendborg vandværks prøveboring P.14, S for Ollerup ved Ollerup sø. Udført af V. STOFFREGEN, okt.—nov. 1953.

| | | |
|----------------|------------|----------------------|
| Terræn +12,9 m | 0 — 0,2 m | Muld |
| | 0,2— 0,6 m | Sand, leret |
| | 0,6— 1,1 m | Tørv, snelegytje (?) |

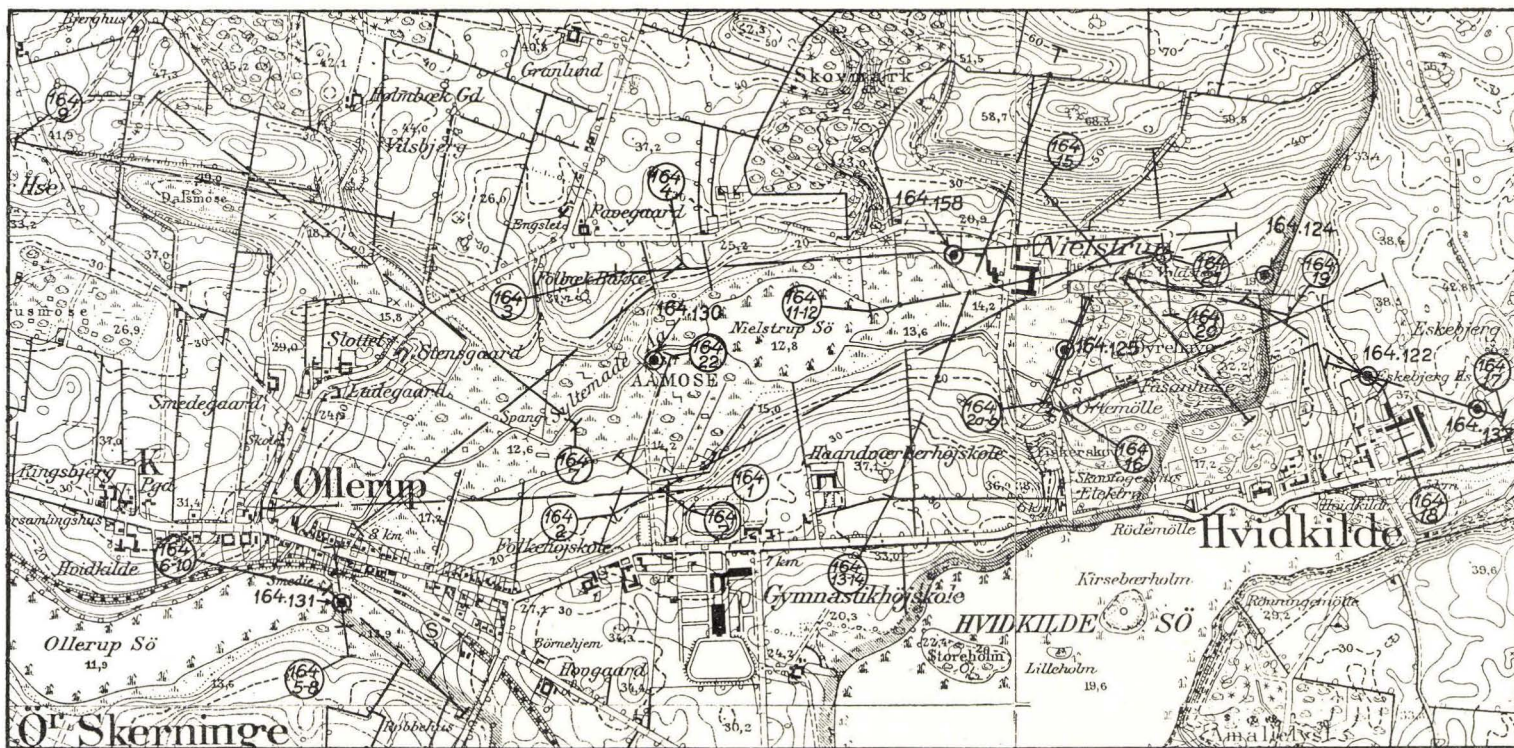


Fig. 41. Ollerup. Linieprofiler, punktprofiler (numre i cirkler) og boringer (delvist udfyldte cirkler). Autoriseret reproduktion efter Geodetisk Institut M 4016, M 4116, M 4017 og M 4117. 1:20 000.

Location of trenching lines, electrical drillings (encircled file numbers) and wells (partly filled circles). Scale 1:20 000.

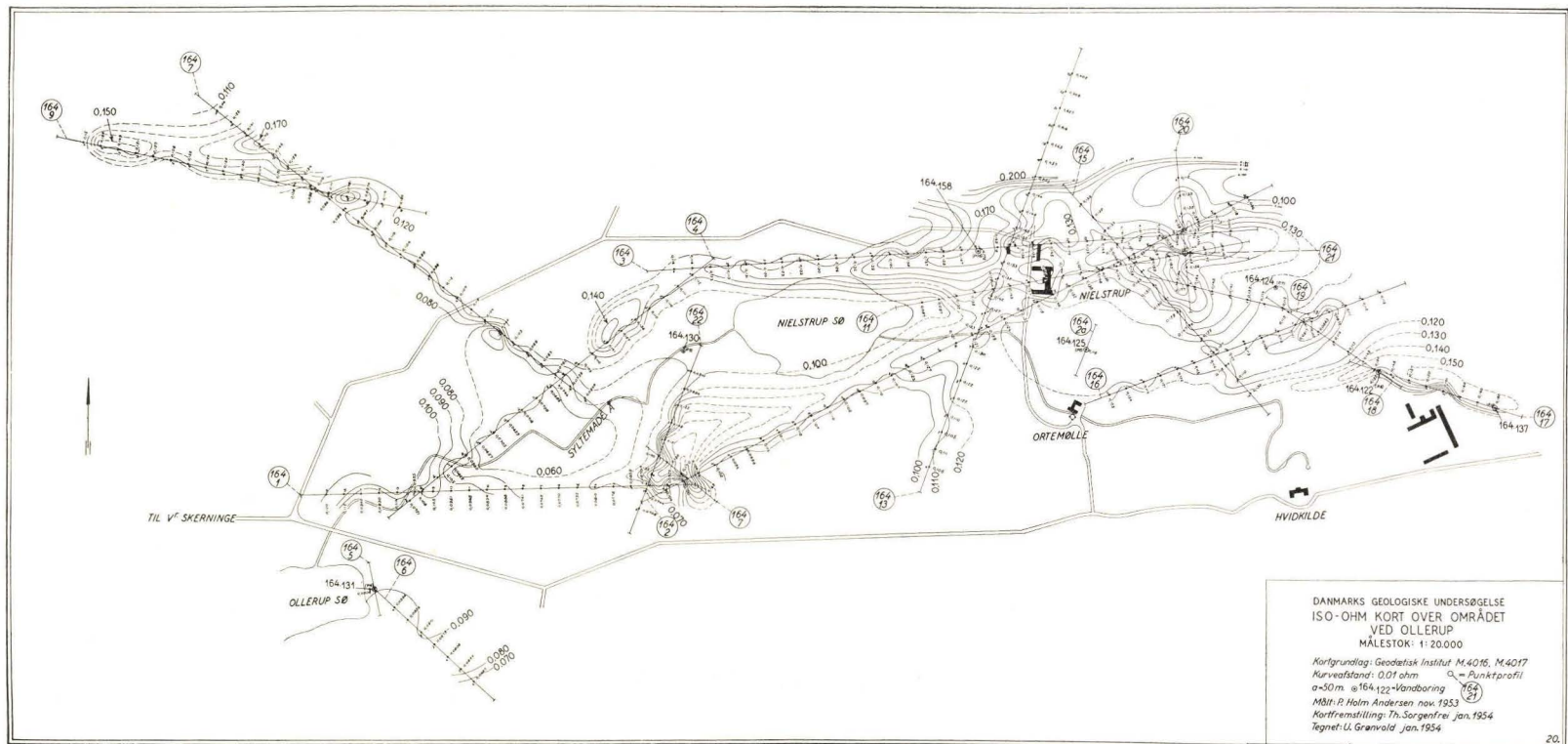


Fig. 42. Ollerup. Iso-ohm map, $a = 50$ m contour interval 0.01Ω . Scale 1:20 000.

| | |
|-------------|---|
| 1,1—11,0 m | Ferskvandsler (?) |
| 11,0—43,0 m | Moræneler |
| 43,0—51,0 m | Sand, fint, (leret ?) |
| 51,0—58,0 m | Smeltevandssand og -grus. Vandrejsning 1,3 m over terræn. 6,6 m ³ /t ved 4,8 m sænkning (spec. kap. 0,4 l/s/m) |
| 58,0—61,7 m | Smeltevandssand, øjensynlig leret |

Arkiv nr. 164.137. Hvidkilde. Svendborg vandværks prøveboring P.13, Ø for Hvidkilde. Udført af V. STOFFREGEN, okt.—sept. 1953.

| | | |
|------------------|-------------|---|
| Terræn ca. +37 m | 0 — 0,3 m | Muld |
| | 0,3— 2,8 m | Moræneler |
| | 2,8— 3,6 m | Morænesand |
| | 3,6—20,1 m | Moræneler |
| | 20,1—28,4 m | Smeltevandssand og -grus. Vandrejsning 7,8 m under terræn. 46 m ³ /t ved 1,4 m sænkning (spec. kap. 9,1 l/s/m) |
| | 28,4— | m Smeltevandssand, fint |

Dalen, hvori borerne P.7, P.8, P.9 og P.14 er udført, og hvor bl. a. gården Nielstrup ligger, danner sammen med dalen syd for Hvidkilde et tunneldalsystem, som hovedsagelig har retningen øst—vest (se f. eks. V. MILTHERS 1948).

Af ovennævnte borer fremgår, at istidsjordlagene er ret varierende. De indeholder nederst en formodet interglacial lerserie uden synderligt betydningsfulde sand- og gruslag. Istidsjordlagene underlejres af Kertemindeler og bryozokalk, som det fremgår af boring P.9 midt i Åmosen. Bryozokalken indeholder saltvand.

Ved vandindvindingen er man således udelukkende henvist til kvartære sand- og gruslag, og dette vil i praksis sige, at interessen først og fremmest må samle sig om lagene over det formodede interglaciale ler.

De geoelektriske undersøgelser. I et tilfælde som det foreliggende, hvor der ønskes indvundet relativt store vandmængder, vil det være naturligt at koncentrere anstrengelserne med henblik på opsporing af vandførende lag om topografisk lavtliggende områder, hvortil der må antages at ske en naturlig tilstrømning af grundvand. I overensstemmelse med dette synspunkt blev der foreslået en linieprofilundersøgelse med $a=50$ m i dalen fra Ollerup til øst for Hvidkilde, idet enkelte linier dog kom til at gå over omkringliggende bakkedrag.

Iso-ohm kortet (fig. 42) viser, at det ved undersøgelsen fra 4/11—7/12 1953, lykkedes at afgrænse forskellige maxima og minima. Som ved undersøgelserne på Tåsinge, Lemvig o. s. v. tolkes et maximum som udtryk for sand- og gruslag, mens et minimum fortrinsvis opfattes som lerområde, forudsat at de terrænmæssige forhold ellers er ens.

Iso-ohm kortet taler stort set for sig selv. Liniernes dækningsgrad har

af forskellige, navnlig terrænmæssige, årsager ikke kunnet gøres ensartet. Det ses, at de bedste boringer med forholdsvis højtliggende sand- og gruslag ligger i tilknytning til et modstandsmaximum, NØ for Hvidkilde. Dets udbredelse er ikke undersøgt tilstrækkeligt.

De negative boringer ligger alle i områder med ringe modstand. Som et resultat af interesse kan lokaliseringen af to modstandsmaxima, et vest og et øst for Nielstrup noteres. De er i dette tilfælde tolket som sand- og grusforekomster, idet de findes i lavtliggende terræn. Det er anbefalet at udføre boringer disse steder.

Det er af betydning for opfattelsen af de geologiske og hydrologiske forhold, at der er konstateret meget lave modstandsværdier over det lille bakkedrag, som nord for Hvidkilde strækker sig fra Dyrehave østpå. Bakkedraget består derfor formodentlig fortrinsvis af ler, og der er således grund til at antage, at de to dalstrøg nord og syd for bakkerne ikke er særligt intimt forbundet ved sand- og gruslag.

Svendborg vandværk har efter undersøgelserne udført en boring ca. 100 m vest for Nielstrup i det kortlagte område med stor modstand. Boreprofilen for denne boring skal anføres:

Arkiv nr. 164.158. Nielstrup. Svendborg vandværks prøveboring P.15, ca. 100 m V for Nielstrup. Udført af V. STOFFREGEN, Silkeborg febr.—apr. 1954.

| | | |
|------------------|-------------|--|
| Terræn ca. +19 m | 0 — 1,2 m | Tørv |
| | 1,2— 4,3 m | Mosekalk |
| | 4,3— 6,7 m | Sandblandet ler |
| | 6,7—12,0 m | Moræneler |
| | 12,0—14,1 m | Smeltevandssand, gruset |
| | 14,1—19,4 m | — og -grus |
| | 19,4—20,1 m | — klæget |
| | 20,1—28,5 m | — og -grus, stenet |
| | 28,5—30,0 m | — fint |
| | 30,0—32,8 m | Moræneler |
| | 32,8—51,0 m | Ler, mere el. mindre sandet smeltevandsler og -sand? |
| | | Filter fra 20,5—28,5 m. Vandrejsning 0,70 m over terræn. 13,5 m ³ /t ved 4,2 m sænkning (spec. kap. 0,88 l/s/m) |

Boringen viser således en god bekræftelse på den givne geologiske fortolkning, selv om ydeevnen af de vandførende lag i dette tilfælde ikke er af nogen betydelig størrelsesorden set ud fra vandværkets ønsker. Der er endnu ikke udført nogen boring i maximet Ø for Nielstrup. Der opmåltet dog et punktprofil i den nordlige udkant af maximet (nr .164.21), hvoraf det fremgik, at det pågældende sted formodentlig ligger udenfor den antagne grusforekomst, idet de konstaterede modstande til en dybde af 64 m kun når op i nærheden af 60 Ω m, hvorefter modstanden synker til

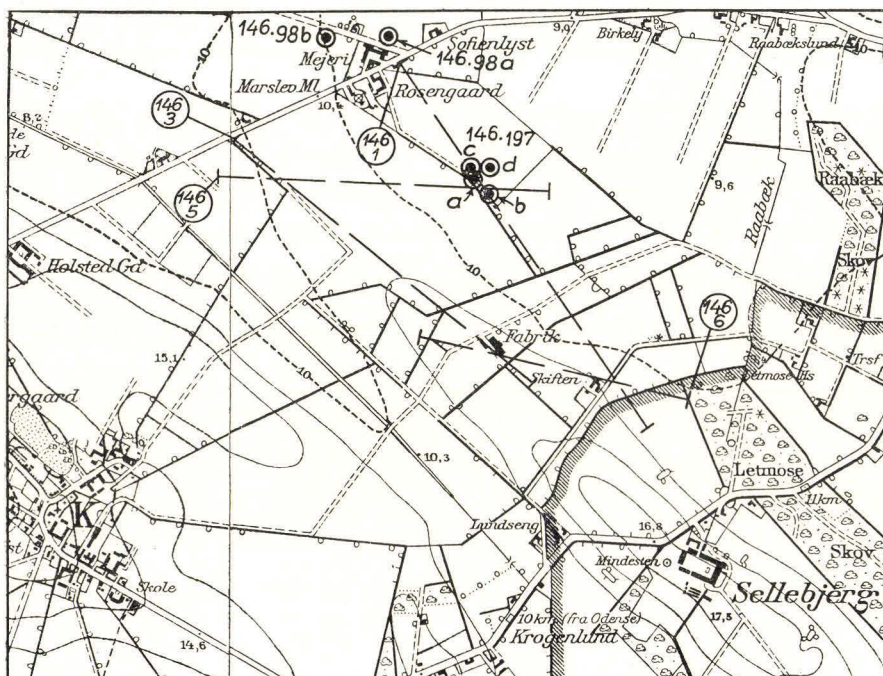


Fig. 43. Marslev. Linieprofiler og borer. Autoriseret reproduction, Geodætisk Institut, M 3616 og 3617. 1:20 000.

Location of trenching lines and wells. Scale 1:20 000.

ca. 3Ω m hvilket sandsynligvis må tolkes som interglacialerets eller Kertemindelerets modstand. Leret med den lille modstand skulle altså begynde ved 64 m dybde.

13. Marslev. Marslev mejeri ønskede at udvide sin vandindvinding i 1953. Mejeriet henvendte sig i den anledning til D.G.U. om assistance ved placeringen af vandboringerne, som man agtede at udføre i den forbindelse.

De geologiske forhold. Der er tidligere boret umiddelbart ved mejeriet til 69,5 m dybde (arkiv nr. 146.98.a, se kortet fig. 43). Kwartæret indeholder fortrinsvis moræne. Vandførende sandlag, som findes ved 9,0 og 32,0 m dybde, udnyttes til vandindvindingen ved mejeriet. Det lykkedes ikke at genfinde disse lag ved en boring, som udførtes ca. 150 m vest for den gamle boring efter D.G.U.'s anbefaling (arkiv nr. 146.98.b). Kwartæret når i denne boring ned til ca. 35 m og derefter følger paleocænt Kertemindeler. Kertemindeleret indeholder i visse intervaller skiferlag, der er vandførende. Ydelseren er dog forholdsvis ringe, og ved den nye boring viste det sig endvidere, at vandet fra 46 m dybde er saltholdigt. Yderligere vandeftersøgning

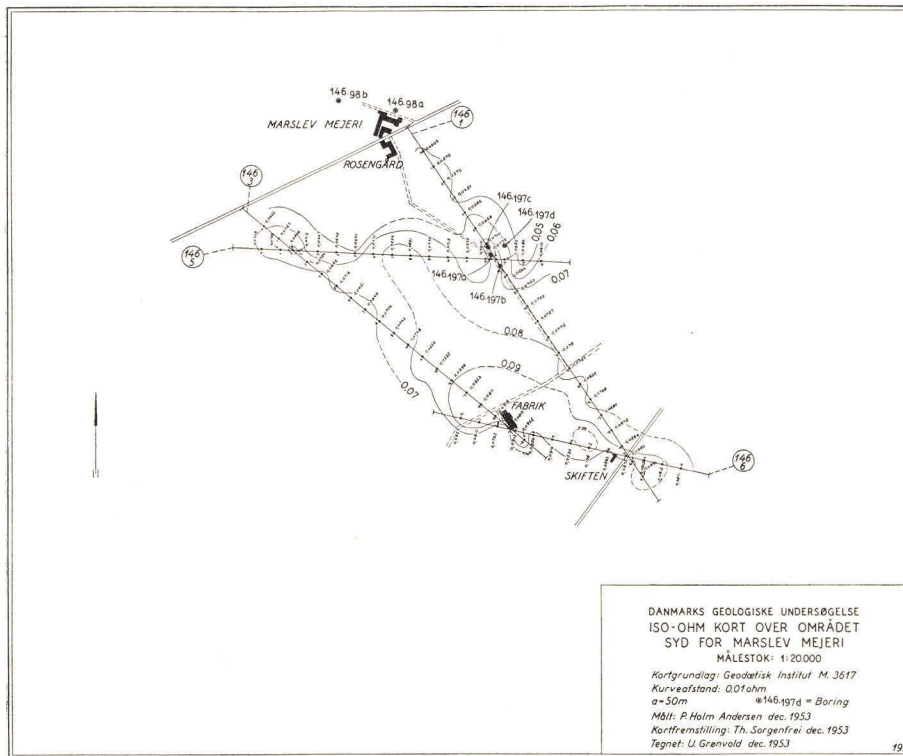


Fig. 44. Marslev. Iso-ohm map, $a = 50$ m, contour interval 0.01Ω . Scale 1:20 000.

måtte således tage sigte på at lokalisere sand- og gruslag i kvartæret. Mejeriet anmodede på dette tidspunkt D.G.U. om at foretage en geoelektrisk undersøgelse af et egnet område ved mejeriet.

De geoelektriske undersøgelser. Der opmålttes linieprofiler med $a = 50$ m langs linier i terrænet syd for mejeriet, idet to linier med retningen ca. NV—SØ dannede hovedskelettet i undersøgelsen, forbindelseslinier etableres derefter igennem lokale maxima på disse målelinier (se kortet fig. 43).

Iso-ohm kortet (fig. 44) viser resultatet af opmålingerne.

Da der er tale om et meget jævnt, nærmest fladt terræn, der strækker sig langt udenfor kortlægningsområdet, er det rimeligt at gå ud fra, at grundvandspejlet stort set ligger i samme dybde under opmålingsfeltet. Resistivitetsanomalier må derfor først og fremmest tilskrives jordlagenes sammensætning og kornstørrelse. Overensstemmende hermed fortolkedes det brede maximum mod syd som udtryk for tilstedeværelsen af sand- og gruslag med en vis tykkelse.

Med hensyn til områdets værdi som vandindvindingsområde gradueredes maximet på den måde, at det mod syd, hvor de største værdier målttes, betegnedes som værende af 1ste grad i midten af nordlige tværlinie af 2den grad, mod vest på samme linie af 3die grad, og mod øst på denne linie af 4de grad.

Ved etableringen af et vandindvindingsanlæg spiller afstanden til op-pumpningsstederne af hensyn til nedgravningen af ledningen som bekendt en ganske betydelig økonomisk rolle. Mejeriet besluttede derfor at bore i det sidstnævnte af de 4 områder.

Der er siden ialt udført 4 boringer her med følgende jordprofiler:

Arkiv nr. 146.197.a. Marslev mejeri. 6'' boring nr. 1; 20 m NV for krydsningspunktet for linierne 146.1 og 146.5. Udført af firmaet »NEPTUN«, Nyborg jan. 1954.

| | | |
|-------------------|-------------|--|
| Terræn ca. +9,5 m | 0 — 0,4 m | Muld |
| | 0,4— 1,6 m | Diluvialsand, leret |
| | 1,6—11,5 m | — , fint |
| | 11,5—14,5 m | Diluvialler, gråt |
| | 14,5—16,5 m | Diluvialsand og -grus. |
| | 16,5—17,0 m | Ler, ikke gennemboret. Vandrejsning 1,5 m under terræn. 24 m ³ /t ved 3,5 m sænkning (spec. kap. 2,1 l/s/m) |

Arkiv nr. 146.197.b. Marslev mejeri. Boring nr. 2; 20 m SØ for krydsningspunktet mellem linierne 146.1 og 146.5. Udført af firmaet »NEPTUN« jan. 1954.

| | | |
|-------------------|------------|--------------------------|
| Terræn ca. +9,5 m | 0 — 1,2 m | Ler, forvitret, sandet |
| | 1,2— 7,0 m | Diluvialsand, fint, gråt |
| | 7,0—30,5 m | Moræneler |

Arkiv nr. 146.197.c. Marslev mejeri. 8'' boring nr. 3; 40 m NV for krydsningspunktet for linierne 146.1 og 146.5. Udført af firmaet »NEPTUN« vinteren 1954. (Ingen prøver modtaget).

| | | |
|-------------------|-------------|---|
| Terræn ca. +9,5 m | 0 — 2,0 m | Fyld |
| | 2,0—11,0 m | Sand, filter 7,7—11,2 m |
| | 11,0—13,5 m | Ler |
| | 13,5—15,2 m | Grus, filter 13,7—15,2 m |
| | 15,2— m | Ler. |
| | | Vandrejsning 1 m under terræn. 24 m ³ /t ved 3,5 m sænkning (spec. kap. 1,9 l/s/m) |

Arkiv nr. 146.197.d. Marslev mejeri. 6'' boring nr. 4; 40 m NØ for boring 1. Udført af firmaet »NEPTUN« vinteren 1954. (Ingen prøver modtaget).

| | | |
|-------------------|-------------|---|
| Terræn ca. +9,5 m | 0 — 0,4 m | Muld |
| | 0,4— 1,3 m | Ler |
| | 1,3—10,5 m | Sand, filter 7,6—10,6 m |
| | 10,5—13,0 m | Ler |
| | 13,0—15,3 m | Grus, filter 13,3—15,3 m. |
| | | Vandrejsning 1 m under terræn. 21 m ³ /t ved 3,5 m sænkning (spec. kap. 1,7 l/s/m) |

Mejeriet ønskede en vandmængde på ca. 50—60 m³/t. Da denne mængde kunne oppumpes af borerne 1, 3 og 4 indstilledes borearbejdet. De udførte borer bekræftede således øjensynlig den geologiske fortolkning af modstandsmålingerne.

Oversigt over undersøgelsesresultater.

De geoelektriske undersøgelser, som er udført af D.G.U. i 1953 i Danmark og Skåne viser, at man også i dette område ved omhyggelig geologisk og hydrologisk planlægning vil kunne drage fordel af denne meget adaptive geofysiske metode ved undersøgelsen af forskellige objekter under jordoverfladen. At metoden kan få praktisk betydning selv i et terræn med en kompliceret opbygning, som det danske istidslandskab har, i sammenligning med de af fysikerne opstillede idealtilfælde for måleteorien — viser de opnåede resultater ved Landet, Åbenrå, Ollerup og Marslev.

Der synes ikke at herske tvivl om, at kombinationen af linie- og punktprofiler er den rigtige vej at gå i langt de fleste tilfælde. Man må gøre sig klart, at man meget nemt kan komme ud for forstyrrende jordlagskombinationer, hvis man f. eks. udelukkende arbejder med punktprofilopmåling, som i mange tilfælde ellers synes mest tilfredsstillende.

Antallet af punktprofiler er endnu alt for lille til, at man kan få et sikkert overblik over de forskellige jordlags specifikke modstande, og for de i 1953 målte punktprofiler gælder endvidere, at den geologiske kontrol i de fleste af tilfældene er for ringe. Betragter man selve talmaterialet fra punktprofilerne synes der imidlertid at gøre sig visse hovedtræk gældende. For at anskueliggøre disse er de udregnede specifikke modstande og de formodede tilsvarende aflejringer sammenstillet i nedenstående skema. Det er dog klart at de anførte værdier må betragtes med et vist forbehold.

Specifikke modstande i Ω m (ca.) for en række danske aflejringer
(Specific resistivities of some Danish deposits in Ω m (approx.))

| | Kalk og Skrivekridt <i>Limestone and White Chalk</i> | | Lillebeltler, Røsnæsler Interglacialt ler <i>Lillebelt clay, Røsnæs clay Interglacial clay</i> | Moræneler og Diluvialler <i>Boulder clay and Meltwater clay</i> | Smeltevands- sand og -grus <i>Meltwater sand and gravel</i> |
|---|---|---------------------------------------|---|---|---|
| | med ferskvand <i>with freshwater</i> | med saltvand <i>with saltwater</i> | | | |
| Herstedøster.... | 350—530 | 60 | | 52 | |
| Lille Linde..... | 130 | 6 | | 40—50 | |
| Holtug I..... | 130 | 30 | | 55 | |
| Renge..... | 280 | 36 | | 40—50 | |
| Højrup Bredager | 233 | 6 | | 54 | |
| Lille Heddinge.. | 226 | 9 | | 39 | |
| Højrup, Mølleb. | 280 | 66 | | 63 | |
| Holtug II..... | 200—323 | 21 | | 54 | |
| Langstrup mose. | 132 | | | 29 | |
| — — . | 120 | | | 65—82 | 95 |
| — — . | 122 | | | 66—72 | |
| — — . | | | | | 83 |
| Landet..... | | | 1—18 | 25—33 | |
| — | | | 1 | 19—49 | |
| — | | | 4—9 | 12—45 | |
| — | | | 6 | 33—52 | |
| — | | | 4 | 23 | 93 |
| — | | | 4 | 17—28 | |
| — | | | 3 | 28 | 77 |
| — | | | 3 | 44 | 132—167 |
| — | | | 5 | 45 | 105—108 |
| Skive..... | | | 3 | | |
| Ollerup..... | | | 3 | 37—57 | |
| Rislev..... | | 6—20 | | 15—24 | 49—60 |
| Samlet mod- standsinterval.. | 120—530 | 6—66 | 1—18 | 12—82(?) | 49—167 |
| <i>Resistivity range</i> | | | | | |
| Middelmodstand <i>Mean resistivity</i> | 214 | 27 | 4.4 | 43 | 94 |

SUMMARY

Geoelectric Surveys in Denmark and Scania 1953.

The introduction p. 8 is a brief outline of the main branches of applied geophysics and their field of application viz. 1. magnetic, 2. gravity, 3. seismic, and 4 electric methods.

The subsurface conditions affecting resistivity are dealt with, and the significance of the rocks and their porosity, the content of moisture in the interstices of the rocks, and the salt concentration in the moisture is mentioned.

The low resistance of clays is discussed in more detail. The author favors the concept of the low resistance of clays being related to the ion exchange capacity of the clay minerals. The clay minerals have as is well known the property of sorbing certain cations, but these cations are on the other hand ionized in a clay-water system, ionization depending on the clay minerals involved, size of mineral grains, water content of the rock, nature of cations, their relative concentration, and the nature of adsorbed anions (GRIM 1953, p. 134 etc.). Electrolytic conduction should accordingly be an outstanding feature of a clay-water (or shale-water) system. Future laboratory investigations on the ion exchange capacity and the conductivity of various clays should throw more light upon the relationships between these properties.

The WENNER-method of measuring resistivity is discussed briefly, and formulas derived by WENNER, HUMMEL, and TAGG are demonstrated on pp. 12-22. The quantitative interpretation of the resistivity curves obtained in Denmark during the measurements carried out in 1953 is also dealt with in this section. Interpretation diagrams elaborated by HELMER HEDSTRÖM, chief engineer of A-B Elektrisk Malmletning, Stockholm were very kindly placed at the writer's disposal by Mr. HEDSTRÖM (fig. 4-5, p. 18-19). The quantitative interpretations have been carried out by means of these diagrams, the basic theories of which were evolved by HEDSTRÖM in 1926.

The final section of the first part of the paper dealing with fundamentals in earth resistivity measurements discusses the influence of heterogeneities in the subsurface upon equipotential surfaces and lines of current flow (acc. to SCHLUMBERGER).

The investigations in 1953.

A. Instrument and working programme. The instrument used is "Earth Resistivity Meter type 766 no. 19" manufactured by A-B Elektrisk Malmletning, Stockholm (fig. 8). It includes a current supply unit with a hand-driven generator which develops an AC voltage of about 125 V and of about 16 cycles at a turning speed of about 40 r.p.m. The resistor arrangement covers the following ranges: 0-0.1; 0-1.0; 0-10.0; 0-100; 0-1000 and 0-10000 ohms. Readings can be obtained down to 0.01 ohm \pm 3% (or less). The field equipment includes cables and steel electrodes and the following items: steel measuring tapes, pegs, note books, and maps in the scale of 1:20 000 and 1:5 000. The transport of equipment and personel took place in a "Volkswagen Kleinbus". The field party consisted of a party chief and three to four assistants.

The programme for the investigations to be carried out by the Geological Survey was put up in the following way:

1. Measurement of resistivity in geologically well known areas according to the WENNER method with expanding electrode spacing ("electrical drilling"), and measurements with constant electrode spacing along straight lines ("trenching"). The objectives should be the following:
 - a. Electrical drilling. Determination of: 1. depth to ground-water table, 2. specific resistivity of various deposits and rocks, and 3. depth to formation boundaries.
 - b. Trenching. Investigation of the possibilities for mapping of:
 1. glacial deposits of the Quaternary, 2. saltwater occurrences, and 3. bed-rock topography.
2. Measurements according to the above-named procedures in areas where the geo-hydrologic situation is more or less unknown, but where planned trial bores for water would offer the opportunity of later control of the interpretation of the resistivity surveys. The subjects as mentioned under 1 should be investigated if possible.

It had to be anticipated that the complex bedding of the glacial deposits would prove a serious obstacle for the interpretation of resistivity measurements in Denmark. Difficulties were particularly expected at the interpretation of the electrical drilling curves, since uniformity regarding horizontal bedding over an area of $5-6a^1$, could scarcely be expected over a great many of the moraine landscapes of the country, provided a would be of a certain magnitude. This was the background for selecting as even grounds as possible for the investigations mentioned under 1.

Electrical drillings were partly carried out in areas of relatively uniform deposits independently of the mapping with trenchings. However,

¹⁾ a = electrode spacing.

in most cases electrical drillings and trenching grids were combined in order to get the best control of the glacial deposits. The electrode spacing was chosen in accordance with the particular geo-hydrologic problems involved in the different areas. Places in which the groundwater table was near the surface or under artesian pressure were generally preferred as investigation grounds in order to avoid the potential strong effect of high resistivity deposits above the groundwater table upon the trenching values. The resistivity values obtained in such areas would thus practically only reflect the variation of rock and groundwater properties. Contour maps drawn on the basis of the trenching resistances were intended in order to outline the horizontal variation of resistivity, and to locate resistivity anomalies. Electrical drillings were thence carried out over significant anomalies or in areas in which uniformity of deposits was suggested by the trenching values.

The selection of investigation areas was done on the basis of the information on well data kept in the files of the Well Record Department of the Geological Survey. Party chiefs in the field were: P. HOLM ANDERSEN (2/16–5/20 and 11/4–12/16). N. V. JESSEN and B. MICHEESEN (both last-named 7/15–10/24). Curves and maps were drawn by Mrs. U. ANDERSEN, Mrs. R. RASMUSSEN, and Miss I. PETERSEN. Interpretation and calculations have been carried out by the present author.

The trenching lines and the location of the electrical drillings were entered on maps in the scale of 1:20 000, and the iso-ohm maps were drawn in the scale of 1:5 000. These were again reduced to the scale of 1:20 000 on the blocks which were prepared for this paper. The iso-ohm maps which originally were drawn as progress maps show R values and not ρ values (see formula (4) p. 14). The R values on the maps corresponding to an electrode spacing of 25 m have thus to be multiplied by 157 and those on the maps corresponding to a spacing of 50 m have to be multiplied by 314 in order to express the apparent resistivity in ohm meters.

The figures at the end of the trenching lines and at the measuring point of the electrical drillings shown on the maps are file numbers.

Each measuring station on the trenching lines is supplied with a station number and the resistance value obtained during the survey.

B. The Geo-electric Surveys.

1. **Herstedøster**¹⁾. Electrical drilling in level and uniform moraine area W of Copenhagen (fig. 11, p. 27; table I fig. 1). A drilled section 300 m S of the measuring point displayed the following sequence (Well File No. 200.662).

¹⁾ Using the maps it should be noticed that: $\text{å}=\text{aa}$, $\text{æ}=\text{ä}$ and $\text{o}=\text{ö}$.

| | | |
|-------------|--|----------|
| 0- 8.9 m | Quaternary, probably moraine clay | } Danian |
| 8.9-11.5 m | Bryozoan Limestone | |
| 11.5-31.4 m | Limestone with occasional flint beds | |
| | Groundwater table about 8.5 m below surface. | |

Top of the Danian limestone and of the Senonian White Chalk as well as the level of the groundwater table at the measuring point were interpolated by means of data obtained from this and other wells in the surroundings.

The specific resistivities which were calculated on the basis of the resistivity curve (plate I fig. 1) and the corresponding depth intervals are shown below together with the geologic interpretation and the interpolated levels.

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation | Interpolated levels |
|-------------|--------------------------|---|--------------------------------|
| 0- 0.6 m | 1300 | Soil | |
| 0.6-11.5 m | 52 | Moraine clay | 9 m Groundwater table |
| 11.5-19.5 m | 531 | } Bryozoan Limestone and White Chalk | 10 m Top of Bryozoan Limestone |
| 19.5-90 m | 352 | | 60 m Top of White Chalk |
| 90- ? m | 59 | White Chalk with salt water | |

It appears that the resistivity contrast between the limestone and the glacial deposits is impressive whereas no remarkable contrast is found at the level corresponding to the transition: Bryozoan Limestone-White Chalk. The low resistivity at about 90 m may indicate the presence of salt water in the Chalk. Such is well known from deep drillings in the Copenhagen area.

2. Lille Linde, Stevns and Karise. (Maps fig. 12-16, p. 28-33). A number of electrical drilling measurements were carried out at Lille Linde and on the Stevns peninsula. The geologic situation is similar to the one at Herstedøster, and many well sections are known from the surveyed areas. Depth and resistivity data are listed below together with interpretation and interpolated levels as in case of Herstedøster. The interpolated levels are entered on plate I, figures 2-8 (Gr.vsp = groundwater table; Kalk-overfl. = top of limestone; Skrivekr.overfl. = top of White Chalk).

Lille Linde.

File no. 218.1. Lille Linde (plate I, fig. 2).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation | Interpolated levels |
|------------|--------------------------|------------------------------------|---------------------------------|
| 0- 0.3 m | 335 | Soil | |
| 0.3- 1.6 m | 47 | } Moraine clay | 5 m Groundwater table |
| 1.6- 6.8 m | 45.2 | | |
| 6.8-120 m | 129 | Bryozoan Limestone and White Chalk | 5-6 m Top of Bryozoan Limestone |
| 120- ? m | 6.1 | White Chalk with salt water | 80 m Top of White Chalk |

Stevns.

File no. 218.2. Holtug I (plate I, fig. 3).

| Depth | $\varrho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation | Interpolated levels |
|------------|-----------------------------|-----------------------------------|------------------------|
| 0- 0.5 m | 185 | Soil | |
| 0.5- 0.8 m | 203 | Sand | |
| 0.8- 6.8 m | 54.8 | Clay | 9 m Bryozoan Limestone |
| 6.8-64 m | 128.5 | Bryozoan Limestone White Chalk | 12 m Groundwater table |
| 64- ? m | 32.5 | White Chalk with salt water | 20 m White Chalk |

File no. 218.3. Renge Östergaard (plate I, fig. 4).

| Depth | $\varrho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation | Interpolated levels |
|------------|-----------------------------|---------------------------------------|----------------------------------|
| 0- 0.5 m | 78 | Soil | |
| 0.5- 1.8 m | 46.7 | Moraine clay | 8 m Groundwater table |
| 1.8-10 m | 49 | | |
| 10-70 m | 277 | Bryozoan Limestone and White Chalk | 9 m Top of Bryozoan Limestone |
| 70- ? m | 36.3 | White Chalk with salt water | 42 m Top of White Chalk |

File no. 218.4. Højerup (plate I, fig. 5).

| Depth | $\varrho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation | Interpolated levels |
|------------|-----------------------------|---------------------------------------|--|
| 0- 0.8 m | 215 | Soil | |
| 0.8- 2.9 m | 53.7 | Moraine clay | |
| 2.9- 5.7 m | 201 | Sand? | |
| 5.7-80 m | 233 | Bryozoan Limestone and White Chalk | 9 m Groundwater table and top of Bryozoan Lmst. |
| 80- ? m | 5.55 | White Chalk with salt water | 28 m Top of White Chalk |

File no. 218.5. Lille Heddinge (plate I, fig. 6).

| Depth | $\varrho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation | Interpolated levels |
|----------|-----------------------------|--|---------------------------|
| 0- 0.8 m | 177 | Soil | |
| 0.8- 4 m | 39 | Moraine clay | |
| 4-10 m | 226 | Bryozoan Lmst. above groundwater table | 5 m Top of Bryozoan Lmst. |
| 10-74 m | 215 | Bryozoan Lmst. and White Chalk below groundwater table | 25 m Top of White Chalk |
| 74- ? m | 8.8 | White Chalk with salt water | |

File no. 218.6. Højerup (plate I, fig. 7).

| Depth | $\varrho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation | Interpolated levels |
|------------|-----------------------------|-----------------------------------|-----------------------------|
| 0- 0.4 m | 162 | Soil | |
| 0.4- 0.6 m | 243 | | |
| 0.6- 6.8 m | 63 | | |
| 6.8- 7.2 m | 198 | Moraine clay | 6.5 m Top of Bryozoan Lmst. |
| 7.2-11 m | 272 | | 10.5 m Groundwater table |
| 11-17 m | 276 | Bryozoan Lmst. and White Chalk | |
| 17-60 m | 280 | | |
| 60- ? m | 66 | White Chalk with salt water | 30.5 m Top of White Chalk |

File no. 218.7. Holtug II (plate I, fig. 8).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation | Interpolated levels |
|-------------|--------------------------|---|---------------------------|
| 0– 0.4 m | 185 | Soil | |
| 0.4– 4 m | 53.7 | Moraine clay | |
| 4–14.5 m | 323 | Bryozoan Lmst. above groundwater table | 4 m Top of Bryozoan Lmst. |
| 14.5–20.5 m | 260 | Bryozoan Lmst. below groundwater table | 16 m Groundwater table |
| 20.5–43 m | 208 | Bryozoan Lmst. and White Chalk | 28 m Top of White Chalk |
| 43– ? m | 21 | White Chalk with salt water | |

The electrical drillings at Herstedøster, Lille Linde and on Stevns thus evidence a sufficient resistivity contrast between the moraine clay and the Danian limestone as to be reflected by the resistivity curve. The groundwater table would, however, only act as a traceable resistivity discontinuity if the water table is found in the limestone. The lack of a resistivity record of the groundwater table in the locations where the groundwater of the limestone is under pressure, due to a cover of clay may be reasonably explained by the fact that the water table is a mere theoretical concept outside wells in these areas. No sharp resistivity break should accordingly be expected in the clay at this level.

There is no discernible change in resistivity at depths which might correspond to the transition Bryozoan Limestone–White Chalk, and it might therefore be concluded that the resistivities of these rocks are of the same magnitude. The low resistivity at greater depth may only be explained in assuming the presence of salt water in the White Chalk which otherwise may be rather uniform lithologically to depths of several hundred metres. The occurrence of salt water is well known in the region as may appear from the following report on the survey at Karise.

Karise. Trenching 218.8. Traverse line from Kirkbro crossing the stream Stevns å and trending about WNW–ESE, $a = 10$ m, length of traverse line 560 m. Apparent resistivity about 90–100 Ωm on average at Kirkbro and E of the stream of Stevns å; minimum value 35.1 Ωm , 10 m W of the stream (see map fig. 16, and diagram fig. 17, p. 33).

A well about 360 m S to W of the trenching (file no. 218.354) encountered the Bryozoan Limestone at a depth of 4 m. The limestone contained salt water at a depth of 24 m.

The resistivity minimum on trenching 218.8 is assumed to be related to the occurrence of salt water in the limestone which is suggested to be within the depth range of the trenching, and otherwise should display higher resistivity values.

3. Langstrup. (Maps fig. 18–21, p. 36–39). The bedrock of NE-Sjælland consists of Danian Limestone, which is completely covered by

Quaternary deposits including a variety of glacial sediments. The bedrock topography has been mapped on the basis of well data, and it has in this way been possible to unveil a buried valley in the limestone which is about 12 km wide and trends NW-SE. This valley, the Alnarp Valley, was firstly recognized in Scania (ERDMANN 1887) from where it was traced to NE-Sjælland (V. MILTHERS 1922).

The graben nature of the valley has been evidenced on the basis of the geologic and hydrologic data from numerous wells, and the presence of a normal fault structure has been suggested at the southern border of the valley (SORGENFREI 1945). The main fault (fig. 18: Hovedforkastning = Main Fault) runs through the bog of Langstrup Mose. The limestone surface is found at about 60 m B.D. N of the fault whereas the limestone rises relatively rapidly to about 40 to 30 m B.D. S of the fault. The original fault scarp was obviously smoothed out during Quaternary time by glacial erosion. The faulting of the valley may have taken place during late Tertiary.

Of particular interest is the occurrence of saline water in the shallow limestone about 500 m S of the suggested main fault at a trend approximately parallel with the fault. This feature has been interpreted by the present author as an indication of an accessory minor fault through which the salt water may ascend from the deep underground. Sand and gravel above the limestone may drain the salt water out of the limestone. It should be added in this connection that the sea is only about 2.5 km away, and that the groundwater table rises considerably above surface in the wells sunk into the limestone. The polygon of trenching lines shown on fig. 18 encircles the well with the highest salt concentration (about 150 p.p.m. of Cl⁻).

The area of Langstrup Mose was chosen for the first trenching mapping on a larger scale with the objective of a general reconnaissance of the area. Fig. 18 shows the electrical drilling locations, the traverse lines, and the location of the wells shown on the resistivity diagrams (plate II, fig. 1-4). The electrode spacings applied were: 25 m, 33 m, and 50 m.

The iso-ohm maps (fig. 19-21) reveal that the measurements failed to reflect any indication of the fault, which mainly may be attributed the too short electrode spacings.

The resistivity minimum which is outlined on each of the three maps around the well with the highest Cl⁻ content in the water is explained as an effect of the saline water, since the occurrence of sand and gravel in the area should otherwise result in a local resistivity maximum. It is realized that the trenching grid is insufficient for a more detailed interpretation, and a future extension of the survey is accordingly planned.

The electrical drilling results and corresponding interpretations were the following:

File no. 187.9. Langstrup Mose (plate II, fig. 1).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|----------|--------------------------|---|
| 0- 1 m | 132 | Peat, dry |
| 1- 7.6 m | 29 | Clay |
| 7.6-40 m | 48 | Quaternary (undefined due to assumed salt water effect) |
| 40- ? m | 132 | Limestone (Danian) |

File no. 187.10. Langstrup Mose (plate II, fig. 2).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|------------|--------------------------|-----------------------------|
| 0- 0.2 m | 38 | } Peat? Clay? |
| 0.2- 0.7 m | 71 | |
| 0.7- 0.9 m | 19.8 | Clay |
| 0.9- 1.4 m | 64.5 | Moraine |
| 1.4-16.5 m | 81.5 | } Sandy Quaternary deposits |
| 16.5-73 m | 95 | |
| 73- ? m | 120 | Limestone (Danian) |

File no. 187.11. Langstrup Mose (plate II, fig. 3).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|------------|--------------------------|--------------------|
| 0- 0.4 m | 66 | Peat |
| 0.4- 3.7 m | 16.5 | Clay |
| 3.7- 7.4 m | 72 | Argillaceous sand |
| 7.4-36 m | 65.5 | Mainly moraine |
| 36-125 m | 121.5 | Limestone (Danian) |

File no. 187.12. Langstrup Mose (plate II, fig. 4).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|--------------|--------------------------|-------------------|
| 0- 2.4 m | 41 | Clay |
| 2.4-18 m | 76.2 | } Clays and sands |
| 18-abt. 60 m | 83 | |
| 60- ? m | 85? | Sand and Limstone |

By comparison of the calculated specific resistivities with the graphic logs of wells adjacent to the electrical drilling points it appears reasonable to relate the resistivities above 50 and below 100 Ωm in the glacial sequence to sands and gravels. There are, of course, disagreements which, however, are not surprising if the great potential variability of the glacial deposits even over short distances is taken into account, and the distance to the wells concerned is considered.

The resistivity contrast between the Limestone and the Quaternary appears to be satisfactory for calculating the depth to top of the limestone within an error of 2-5 m (abt. 5-10%).

4. Landet, island of Tåsinge. (Maps fig. 22-23, p. 40-41) Inhabitants of three villages on Tåsinge decided to establish a co-operative waterworks at Landet. The engineer in charge of the establishment accordingly enquired

the Well Record Department of The Geological Survey regarding a drilling location. It was recommended to drill at a suitable place on low elevation in the valley in which the villages are situated and which crosses the island from SE to NW.

The valley is assumed to have originated as a subglacial tunnel valley during the last glaciation, and it might, therefore, be suggested that gravel and sand should be present somewhere in the subsurface Pleistocene deposits of the valley. It was the scope to locate such permeable beds which might well act as aquifers. The proposed drilling programme included drilling to be discontinued as soon as Tertiary clays were encountered. Further drilling would thence be useless due to the absence of aquifers in the Tertiary beds and the presence of salt water in the Danian limestone below.

Three wells were drilled in different places as shown on the map fig. 22, p. 40 (file no. 164.135 a & b; 172.30 a) but they proved all dry, and in each case they displayed practically the same sequence: a series of Boulder clays resting on sticky Lillebelt clay or Rösnaes clay of the Eocene. The Eocene beds were encountered at about 40 m below surface.

The subsequently planned resistivity survey included electrical drilling at each of the dry holes and a resistivity mapping of the Glacial Drift using an electrode spacing of 50 m and covering about 1½ square kilometres of the valley bottom.

Very low resistivity values were obtained in the area, and it is obvious from the resistivity curves that the Tertiary Lillebelt and Rösnaes clays have very low resistivities. The results from the electrical drillings were the following:

File no. 164.1. Landet (plate III, fig. 1).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|------------|--------------------------|----------------|
| 0– 0.4 m | 100 | Soil |
| 0.4– 4.2 m | 33 | Moraine clay |
| 4.2–35 m | 25.2 | |
| 35–47 m | 0.52 | Lillebelt clay |
| 47–? m | 18.6 | Rösnaes clay? |

File no. 164.2. Landet (plate III, fig. 2).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|--------------|--------------------------|--|
| 0– 0.7 m | 74 | Soil |
| 0.7– 0.8 m | 18.5 | Moraine clay |
| 0.8– 4.5 m | 39.4 | |
| 4.5– 5.6 m | 48.7 | — — sandy |
| 5.6–34 m | 33.7 | — — |
| 34–abt. 90 m | 0.68 | Lillebelt clay, Rösnaes clay, Kerteminde clay? |
| 90– ? m | 152 | Limestone? |

File no. 164.6. Landet-Strammelse (plate III, fig. 3).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|------------|--------------------------|-----------------------------------|
| 0- 0.7 m | 250 | Soil |
| 0.7- 3.8 m | 27.5 | Moraine clay |
| 3.8-24 m | 77 | Sand, gravel and clay |
| 24-27.5 m | 3.4 | Lillebelt clay and Rösnes clay |
| 27.5- ? m | 14 | |

File no. 172.1. Lundby (plate III, fig. 4).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|-------------|--------------------------|--------------------|
| 0- 0.6 m | 175 | Soil |
| 0.6- 0.9 m | 94.5 | Sandy moraine clay |
| 0.9- 7.1 m | 44.5 | Moraine clay |
| 7.1- 8.9 m | 12 | |
| 8.9-22.0 m | 20 | |
| 22.0-39.0 m | 4.0 | Lillebelt clay |
| 39.0- ? m | 9.4 | |

File no. 172.2. Lundby (plate III, fig. 5).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|----------------|--------------------------|----------------|
| 0- 0.2 m | 40 | Soil |
| 0.2- 1.0 m | 26.7 | Moraine clay |
| 1.0- 1.75 m | 52.2 | — — sandy |
| 1.75-10.5 m | 33.2 | — — |
| 10.5-abt. 40 m | 5.8 | Lillebelt clay |
| 40- ? m | 250 | ? |

File no. 172.3. Lundby.

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|------------|--------------------------|-----------------------|
| 0- 2.4 m | 31 | Soil and moraine clay |
| 2.4- 5.4 m | 93 | Sand |
| 5.4-15.5 m | 23 | Moraine Clay |
| 15.5-93 m | 3.9 | Lillebelt clay |
| 93- ? m | 0.24 | ? |

File no. 172.4. Lundby (plate III, fig. 6).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|------------|--------------------------|-----------------------|
| 0- 0.5 m | 37 | Soil and moraine clay |
| 0.5- 0.7 m | abt. 45 | |
| 0.7- 9 m | 28 | Moraine clay |
| 9-23.5 m | 17.4 | |
| 23.5- ? m | 3.6 | Lillebelt clay |

File no. 172.6. Landet (plate III, fig. 7).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|--------------|--------------------------|-----------------|
| 0- 0.5 m | 137 | Soil and sand |
| 0.5- 1.1 m | 167 | Sand and gravel |
| 1.1- 2.7 m | 165 | |
| 2.7-13 m | 132 | Clay |
| 13-abt. 34 m | 43.5 | |
| 34- ? m | 3.1 | Lillebelt clay |

File no. 172.9. Landet (plate III, fig. 8).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|------------|--------------------------|-------------------|
| 0– 1.5 m | 24 | } Soil and clay |
| 1.5– 4.7 m | 44.8 | |
| 4.7–12 m | 105 | } Sand and gravel |
| 12–25 m | 108 | |
| 25–76 m | 5.3 | Lillebelt clay |
| 76– ? m | 280 | ? |

The iso-ohm map fig. 23 displayed two maximum anomalies, one over elevated ground on the northern slope of the valley with the highest resistivity values and another one on the bottom of the valley N of Landet church. The last-named was interpreted as suggestive of gravel and sand accumulations in the Glacial Drift. The possibility of the high resistivity being indicative of partly dry beds above the groundwater table could be disregarded since the valley is very level over the area concerned, and the groundwater table might be assumed to be very near to the surface.

It was finally recommended to drill a well in the center of this anomaly. The graphic log of the well is shown opposite the resistivity curve on plate III, fig. 8. The sands and gravels encountered proved waterbearing with the water table at surface. The yield of the well was 10 m³/h at a water table depression of 3 m which was a sufficient amount for the waterworks planned.

5. Ängelholm. (Scania). (Maps fig. 24–25, p. 46–47). A resistivity survey was carried out during 5/6–5/7 1953 at the pumping station St. Brandsvig of Ängelholm waterworks in cooperation with civil engineer G. WEIJMAN-HANE of Chalmer's Technical Highschool, Gotenburg, and his research students Mr. INGVAR HÖRBERG and Mr. KARL-AXEL KÄLLSTRAND.

The shallow subsurface of the area consists of about 20–50 m of glacial clay at the base of which melt-water sands and gravels may occasionally occur. Moraine deposits follow below until depths of about 120–130 m where they are underlaid by shales, sandstones, and coal beds of the Rhaet-Lias formation.

Ditch samples from the drillings I–II were kept at the pumping station, they were investigated by the present author during the stay at Ängelholm, and compared with the well logs which are copied on plate II, fig. 5–6.

The resistivity survey included three trenchings with 50 m of electrode spacing and two electrical drillings, one at well II and one on traverse line file no. 12.4.

The iso-ohm map drawn (fig. 25) illustrates maximum resistivities around well I. It is assumed that shallow sands are responsible for this maximum. The results of the mapping shows further the significance

of distance to the beds of high resistivity insofar as the coarse gravels at well II have a lesser effect on the apparent resistivity than the shallower sands around well I, in spite of the apparently much greater yield of water from the gravel beds in well II.

The computed specific resistivities and corresponding interpretations are listed below.

File no. 12.2. Ängelholm. Well II (fig. 39).

| Solution A | | Solution B | | Log of well II. |
|------------|-----------------------------|------------|-----------------------------|--|
| Depth | $\varrho(\Omega \text{ m})$ | Depth | $\varrho(\Omega \text{ m})$ | |
| ? - 2.9 m | 40 | ? - 1.8 m | 38 | |
| 2.9- 3.7 m | 120 | 1.8- 3.3 m | 71 | |
| 3.7- 5.1 m | 20 | 3.3- 4.8 m | 22 | 0- 5 m Clay, sandy |
| 5.1-29 m | 28 | 4.8-29 m | 28 | 5-27.7 m Clay, sandy and argillaceous sand |
| 29-43 m | 87 | 29-43 m | 87 | 27.7-32.8 m Sand and gravel |
| 43-50 m | 12 | 43-50 m | 12 | 32.8-46 m Sand and gravel, argillaceous |
| 50- ? m | 42 | 50- ? m | 42 | |

File no. 12.5. Ängelholm. About 130 m NW of Well I.

| Depth | $\varrho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|----------|-----------------------------|------------------------------|
| 0- 0.2 m | 5.50 | Sand and gravel |
| 0.2- 3 m | 59 | Clay |
| 3-50 m | 60-60 | Interbedded sands and clays. |

Two solutions are given in case of curve no. 12.2 to show the degree of uncertainty which often is attributed to the quantitative analysis of resistivity curves according to the method applied here.

6. Veberöd. (Scania). (Maps fig. 26-27, p. 48-49). The cooperation with Mr. WEIJMAN-HANE was continued during a survey of an area around Veberöd waterworks which had previously been thoroughly investigated by WEIJMAN-HANE with respect to the geologic and hydrologic conditions in the shallow subsurface.

An area of gravel and sand deposits of fluvio-glacial origin had thus been located, and an estimate of the thickness had been obtained by means of shallow probe holes to depths of about 10-15 m. The pre-Pleistocene is unknown and suggested below 50 m depth.

The resistivity survey included the following trenchings and corresponding electrode spacings: 13,1 ($a=15 \text{ m}$); 13,3 ($a=10 \text{ m}$); 13,4 ($a=15 \text{ m}$). The trenchings were located parallel with the drilled cross-sections E-F, A-B and C-D respectively. Additional electrical drillings were measured at the crossing of sections A-B and E-F (13,2) and at well B₂ (see fig. 26).

The ρ -values (see formula (4) p. 14) computed from the trenchings have been entered on a map in the scale of 1:2500 and equi-resistivity contours have been drawn subsequently. It should thus be realized that the ρ -values are strictly speaking not comparable due to difference in depth penetration of the trenchings. The reason why contours have nevertheless been drawn is that the contour picture may illustrate a fair approximation of the resistivity gradient in the area. If the variation of the resistivities on the traverse lines are compared with the geologic conditions it appears that there is fairly good correlation between the thickness of the sand-gravel deposits and the ρ -values the highest resistivity being found at the thickest sands and gravels. The contour picture of the equi-resistivity map might indicate the main trend of these deposits to be SE-NW and the occurrence to be divided in two subdivisions according to the outlined two resistivity maxima shown on the map.

The interpretation of the electrical drillings is as follows:

File no. 13.2. Veberöd (plate II, fig. 7).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation | Well at pt. 120 m |
|--------------|--------------------------|---|--|
| 0- 0.7 m | 137 | Sand and gravel above groundwater table | 0- 9.2 m Sand and gravel |
| 0.7 - 1.45 m | 45 | Clay | |
| 1.45-13 m | 99 | Sand and gravel | 1.5 m Groundwater table 4/16 1952 |
| 13-36 m | 40 | Clay | 9.2-11.0 m Sand with silt and clay (?) |
| 36- ? m | 200 | Pre-Quaternary ? | |

File no. 13.5. Veberöd (plate II, fig. 8).

| Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation | Well U ₄ (= B ₂) |
|------------|--------------------------|---|--|
| 0- 2.4 m | 810 | Sand and gravel above groundwater table | 0- 9.5 m Gravel |
| 2.4- 3.2 m | 89 | Sand and gravel below groundwater table | 3.0 m Groundwater table 4/16 1952 |
| 3.2-16 m | 87 | | 9.5-12 m Gravel with fine-grained material |
| 16-41 m | 43 | Clay (marine?) | 12- ? m Sandy clay marine |
| 41- ? m | 306 | Pre-Quaternary | |

The interpretations are compatible with the adjacent well sections shown, provided the irregular nature of the bedding is considered.

7. Skive. (Maps fig. 29-30, p. 52-53). Skive waterworks had planned to drill some wells N and S of the town. Tertiary clays were expected below the Glacial Drift at depths about 50 m \pm . The Tertiary sequence does not include waterbearing beds, and the Danian limestone found at greater depth carries salt water. Efforts had thus to be concentrated upon

locating sand or gravel aquifers in the Quaternary, and a trenching programme based on the electrode spacing of 50 m was therefore put up.

Resistivity was very low in the northern area (fig. 29, p. 52) which was regarded as suggestive of clay deposits. Drilling was accordingly condemned here.

The measurements in the area S of Skive were much hampered by settlement and vagabondary currents in the subsurface. The trenching values may therefore be much obscured, and the contours indicated on the map (fig. 30, p. 53) should thus only serve as an aid to visualize the variations obtained. They do not lay claim to any degree of certainty.

A well drilled in the area of maximum resistivity values (file no. 55.234) encountered fine melt-water sand from near surface to a depth of about 20 m and thence sandy melt-water clays until 66 m. A profitable aquifer was located at 66–73,7 m.

It may be the most natural to relate the resistivity maximum with the shallow sand. The applied electrode spacing of 50 m renders a measurable effect from the lower aquifer very improbable, and the melt-water clay between the upper and lower sands may furthermore act as a bed of high conductivity which may hinder penetration of the current.

An electrical drilling was carried out E of Skive in order to apply electrode spacings until 250 m. It appeared very difficult to obtain readings with spacings beyond 50 m. The curve shown (plate III, fig. 9) may accordingly be considered rather uncertain. It is believed that the high conductivity of the Tertiary clays may be responsible for the difficult readings of the galvanometer.

8. Lemvig. (Maps. fig. 31–32, p. 54–55). Three trenchings were carried out on 5/20 1953 south of the town in an attempt of locating new drilling sites for water wells. The surveyed area is on the bottom of a valley which is a typical subglacial tunnel valley eroded during the last Quaternary glaciation. The groundwater may be under artesian pressure in the main part of the valley as evidenced by wells drilled in Lemvig town at the waterworks and by springs located on the slopes near the bottom of the valley.

The pre-Pleistocene has not yet been encountered in the wells drilled in the Lemvig area. Tertiary clays are suggested as the underlying formation at depths about 100 m.

The iso-ohm map fig. 32 ($a = 50$ m) reveals the presence of a trend of maximum resistivity extending from the lake to the south. This trend is interpreted as a buried gravel-sand channel, a remnant of the fluvio-glacial deposits settled below the ice in the tunnel valley during the Quaternary glaciation.

Wells have not yet been drilled in the maximum, since favourable aquifers were proved by a well located between the waterworks and the

mapped area near Sögaard. This was a previously recommended location where resistivity mapping was impossible due to settlement and buried steel pipes. The well at Sögaard is on the trend of the maximum.

9. Tåstrup. (Maps fig. 33–35, p. 57–59). In 1932 HILMAR ÖDUM could prove the presence of a buried valley in the Danian Bryozoan Limestone at Tåstrup W of Copenhagen by means of the geologic records from drilled wells. The valley may only be about 500 m wide and its trend may approximately be N–S or NNE–SSW. The surface topography apparently does not disclose significant features of the valley which is filled with Glacial Drift deposits. The elevation of the limestone or deepest Glacial Drift encountered in the wells is shown on map fig. 33.

The narrow Tåstrup valley was chosen for a trial on the problems involved in mapping the limestone bedrock topography. Traverse lines were laid across the valley and connected with intercourse lines, and measurements were carried out with $a=50$ m and $a=100$ m. Although a considerable amount of work has already been done the coverage of the area is still rather poor and more work is needed in order to obtain a better control. Some significant interpretative features do, however, appear in this premature stage of the survey which should be briefly outlined, since the features might be of a fundamental character.

On the 50 m iso-ohm map a resistivity maximum is indicated over the valley whereas a resistivity minimum appears over nearly the same area on the 100 m map. The geologic interpretation of this combination might be the following:

With an electrode spacing of 50 m the current may presumably flow in the glacial deposits above the limestone. It is, however, known from the well logs that the moraine deposits of the Tåstrup valleys include rather sandy beds, which would result in high resistivities, i.e. a local resistivity maximum should be depicted over the valley.

A considerable amount of the Bryozoan Limestone may be involved in the measurements outside the valley in case of the 100 m mapping, while all the current may practically flow in the moraine deposits in the valley itself. The experience arrived at concerning the resistivities of the limestones with freshwater and the moraine at Herstedøster, Stevns, etc. renders it reasonable to conclude that the apparent resistivities should be high outside the valley where the values may be dominated by the high resistivities of the limestone. The moraine deposits in the valley may certainly have a lower resistivity than the limestone, and a local minimum as realized by the survey should be the result.

10. Rislev. (Maps fig. 36–37, p. 62–63). HEE ANDERSEN and ÖDUM mapped an inland occurrence of salt marsh plants in the bog Slagmose at

Rislev in 1923. Subsequently drilled wells encountered shallow Bryozoan Limestone at about 8 m depth with salt water of 1.033 % NaCl in the center of the bog.

The bog was made the object of a resistivity survey which aimed at investigating the salt water occurrence. Trenchings with $a=25$ m $a=50$ m and some electrical drillings were intended. During the course of the survey it turned however out to be impossible to obtain readings with an electrode spacing of 50 m, and it was, therefore, necessary to confine the study to a 25 m mapping and a single electrical drilling.

The iso-ohm map shows a very simple pattern with the lowermost resistivity found in the center of the bog and the center of the area of the salt marsh plants as outlined by HEE ANDERSEN and ÖDUM in 1923. The resistivity minimum may mainly be related to the salt water which ascends from the deep underground to the surface of the bog. The salt water may thus be the overwhelming factor affecting apparent resistivity in the area according to this interpretation.

The approximately N-S directed trend of the minimum might be considered suggestive of a fracture zone in the limestone with that trend. This hypothesis can of course not be quite rejected. It should, however, be realized that the iso-ohm contours are nearly conform with the contours of the surface topography around the bog basin (see fig. 36 and 37), which might be indicative of continuous increase of hydrostatic deficit in the low lying area of the bog from the margin of the basin to its center, due to natural drainage of the groundwater and corresponding increase of elevation of the salt water in the subsurface. This hypothesis does not exclude the presence of a fracture zone but it should be emphasized that the trend of the minimum does not necessarily demonstrate the trend of a potential fracture. The electrical drilling was carried out on two lines, one about N-S and the other E-W. The results were the following:

File no. 216.5. Rislev (plate III, fig. 10).

| | Depth | $\rho(\Omega \text{ m})$ | Interpretation |
|-------------|-------------|--------------------------|---|
| A. N-S line | 0- 0.14 m | 59 | } Peat and sand |
| | 0.14- 0.3 m | 39 | |
| | 0.3 - 0.4 m | 46 | |
| | 0.4 - 3.4 m | 15.2 | Clay |
| | 3.4 -11 m | 48.5 | Sand and clay |
| | 11- ? m | 6.6 | Bryozoan Limestone with salt water |
| B. E-W line | 0- 0.2 m | 48 | } Peat and sand |
| | 0.2- 0.3 m | 32 | |
| | 0.3- 1.8 m | 13.5 | } Clay |
| | 1.8- 5.4 m | 32.3 | |
| | 5.4- 8.2 m | 60.0 | Sand and clay |
| | 8.2-26 m | 21.3 | Bryozoan Limestone with some salt water |
| | 26- ? m | 5.5 | Bryozoan Limestone with salt water. |

The resistivity curves are correlatable with the well section shown on plate III, fig. 10 but the salt water does obviously diminish the resistivity of the limestone considerably.

11. Åbenrå. (Maps fig. 38-40, p. 64-67). The town of Åbenrå is forced to increase its pumping capacity in order to meet the growing demand for water. Three test wells were consequently planned in cooperation with the Well Record Department of the Survey in 1953.

The geology of the area concerned is rather unfavourable from the viewpoint of water supply. The thickness of the Glacial drift is about 100 to 120 m and previous drillings revealed that gravels and sands are very scarce in the moraine deposits which are mixed up and interbedded with sticky, marine, interglacial clays.

The two first wells were completed as dry holes at depths of 95.5 and 92 m respectively. At this state of affairs it was decided to make a resistivity survey of the areas with the dry holes and of the area where the last test should be drilled.

Resistivity mapping was carried out using trechings with $a = 25$ and $a = 50$ m. The mapping showed very low resistivity values around the dry holes whereas maximum anomalies were indicated in the vicinities. In the third area a maximum of resistivity was located with both spacings, and the maxima nearly covered each other. The high resistivities were interpreted as the effect of gravel and sand deposits at moderate depths, and it was accordingly recommended to drill the next well on the maximum. The following section was encountered.

File no. 160.106. Åbenrå waterworks, Well no. 3, Farversmølle.

| | |
|---------------|---|
| 0- 2.70 m | Boulder clay and argillaceous sands and gravels |
| 2.70-10.00 m | Melt-water sands and gravels |
| 10.00-11.30 m | Boulder clay |
| 11.30-31.00 m | Melt-water sands and gravels |
| 31.00-37.85 m | — — — — with some interbedded clays |
| 37.85-78.00 m | Mainly melt-water clay and moraine deposits. |

Pumping tests have not yet been made, several of the sand and gravel beds are waterbearing.

12. Ollerup. (Maps fig. 41-42, p. 70-71). The town of Svendborg has planned an extension of its pumping area and several wells have been drilled in a valley system at Ollerup NW of Svendborg. The stratigraphic section may be illustrated by the sequence encountered in test well P9. (location see map fig. 41).

File no. 164.130. Ollerup. Svendborg Waterworks trial bore P.9.

| | | |
|-------------------|-------------|---|
| Elevation +13.5 m | 0– 6.0 m | Freshwater deposits |
| | 6.0– 84.5 m | Mainly boulder clay; sand and gravel at intervals 45.5–49.5 m and 57.0–63.0 m |
| | 84.5– 97 m | Kerteminde clay with shale (Paleocene) |
| | 97–108.5 m | Bryozoan Limestone with salt water (10 376 mg/l Cl ⁻). |

Since the results of the test wells did not offer any possibility of a clear picture of the distribution of the aquifers the Geological Survey was requested to map the resistivity of the valley in which it was intended to locate pumping stations. A trenching programme with $a = 50$ m was proposed since the beds below a depth of 50 m were considered of minor interest partly due to the prevalence of clays, and partly due to the salt water at depth in the Danian Bryozoan Limestone.

The result of the resistivity survey was that the failure wells generally proved to be located in minimum areas while producing wells corresponded to maximum figures of resistivity. The highest values were found on elevated ground N of the valley, they were interpreted as caused by partly dry sands above the groundwater table.

A drilling was later located in a maximum area in the valley where the groundwater table was suggested near surface. The thickest gravel deposit hitherto found was encountered at the interval 12–30 m b.s. The yield of the well was, however, too low for the purpose of the waterworks (13.5 m³/h, 4.2 m depression).

13. Marslev. The dairy needed more water for the manufacturing of milk products than the present wells could produce. A new well did not succeed in finding waterbearing beds in the Pleistocene, which was penetrated at 35 m and underlied by Paleocene clays. Moreover, the Paleocene beds proved to be salt water bearing from a depth of 46 m. After this failure the proprietor requested the Geological Survey to make a resistivity survey of an area near the dairy.

The area concerned was covered with 50 m trenchings in order to register the drift resistivities (Maps fig. 43–44, p. 74–75). A broad maximum which extended toward the dairy was defined south of the dairy as displayed by the iso-ohm map fig. 44. Drillings were recommended at an extension of the maximum near the dairy. Four wells have been drilled. Each of the wells proved the presence of sand and gravel beds and the capacities of wells no. 1, 3 and 4 were from 21 to 24 m³/h at 3.5 m depression of the water table. The log of no. 1 was as follows:

File no. 146.197.a. Marslev Dairy.

- 0–11.5 m Fine melt-watersand, argillaceous
 - 11.5–14.5 m Melt-water clay
 - 14.5–16.5 m Melt-water sand and gravel, waterbearing
 - 16.5–17.0 m Boulder clay, not penetrated.
- Water table 1.5 m below surface.

Concluding Remarks.

The reported surveys have shown that resistivity methods may be applied to the solution of various geologic problems even in a geologically rather complex area such as the drift area of Denmark. A combined method including both trenching and electrical drilling appears to be most profitable, since the quantitative interpretation of electrical drillings may be very difficult due to the great potential variability of the glacial deposits.

The table p. 78 gives an outline of the approximative resistivities of various Danish formations and deposits experienced during the first year of resistivity measurements in Denmark.

Litteratur

(Hvor trykkestedet ikke er nævnt, er det København, D.G.U. = Danmarks Geologiske Undersøgelse).

- ANDERSEN, JOHS. og HILMAR ØDUM. 1930. Om Forekomsten af saltførende Aflejringer i Danmarks Undergrund. D.G.U. II. Række. Nr. 52.
- KNUD HEE og HILMAR ØDUM. 1923. En Salt-Flora i Slagsmose ved Rislev. — Bot. Tidsskr., Bd. 38,5. 57.
- ASLYNG, H. C. 1952. Characterization of Soils. Roy. Vet. and Agric. Coll. Yearbook 1952 p. 20–56. Copenhagen.
- BERTELSEN, IVAR. 1940. a. Eksperimentelle Studier over induceret Støj i Telefonenkeltnedninger. Aarhus.
- 1940. b. Elektriske Metoder til Undersøgelse af Jordbundens Beskaffenhed. »Elektrotekniker« , Nr. 8.
- BERTHELSEN, OLE. Se SORGENFREI, TH. 1954.
- CHRISTENSEN, WERNER. Se ØDUM, H. 1936.
- DOBRIN, M. B. 1952. Introduction to Geophysical Prospecting. New York.
- EKLUND, J. Se SUNDBERG, K. 1925.
- ELEKTRISK MALMLETNING A/S. 1953. PM beträffande Electrical Drilling med ABEM:s Earth Resistivity apparat (upubliceret).
- FISCH, W. 1946. Geoelektrische Untersuchungsmethoden im Dienste der Wasserversorgung. Schweizerischer Ver. v. Gas- u. Wasserfachmännern. Zürich.
- 1953. L'étude du sous-sol par sondage géoélectrique en Suisse et pay voisins C. R. du III. Congr. Intern. de Mécan. des Sols et des Trav. de Fondations Vol. III. p. 145–146. Zurich.
- FOSTER, JOHN W. and MERLYN B. BUHLE. 1951. An integrated geophysical and geological investigation of aquifers in glacial drift near Champaign-Urbana, Illinois. State Geol. Surv. No. 155. Urbana.
- FRI TSCH, VOLKER. 1949. Grundzüge der angewandten Geoelektrik. Wien.
- GRIM, RALPHE. 1953. Clay Mineralogy. New York.
- HANSEN, SIGURD. 1948. Landskabets geologiske Udformning. Nationalmuseets Skrifter. Ark.-hist. Række, II. (Th. MATHIASSEN) p. 14–24.
- HALLENBACH, F. 1953. Geo-electric problems of the hydrology of West-German areas. "Geophysical Prospecting". p. 241–249. Leiden.
- HEDSTRÖM, HELMER. 1928. The Electrical Field from a Point Electrode on the Surface of a Layer Underlain by Another Medium (unpublished manuscript. Houston).
- 1945. Den tillämpade geofysikens metoder. »Kosmos« p. 1–46. Stockholm.
- 1953. = ELEKTRISK MALMLETNING 1953.
- HEILAND, C. A. 1951. Geophysical Prospecting. New York.
- HUMMEL, J. N. 1929. a. Der scheinbare spezifische Widerstand. Ztschr. f. Geophysik. V. p. 89–104. Braunschweig.
- 1929. b. Der scheinbare spezifische Widerstand bei vier planparallelen Schichten. Ztschr. f. Geophysik. V. p. 228–238. Braunschweig.

- HÖRBERG, J. och K.-A. KÄLLSTRAND. 1953. Geoelektriska metoder för bedömning av grundvattensförekomster. Chalmers Tekniska Högskola. Institutionen för vattenförsörjnings- och avloppsteknik. Publ. 53. 3. Göteborg.
- JAKOSKY, J. J. 1950. Exploration Geophysics. Los Angeles.
- JESSEN, A. 1945. Kortbladet Sønderborg. D.G.U. I. Række. Nr. 20.
- KELLY. Se LEONARDON.
- KÄLLSTRAND, K.-A. Se HÖRBERG, J. 1953.
- KØJE, MOGENS. 1951. Relations of Vegetation, Soil and Subsoil in Denmark. Dansk Botanisk Arkiv. Vol. 14. p. 1-164.
- LEONARDON, E. G. and SHERWIN F. KELLY. 1928. Some Applications of Potential Methods to Structural Studies. The American Inst. of Mining and Metallurgical Engineers Techn. Publ. No. 115. New York.
- LUNDBERG, H. Se SUNDBERG, K. 1925.
- MILTHERS, KELD. 1942. Ledeblokke og Landskabsformer i Danmark. D.G.U. II. Række. Nr. 69.
- MILTHERS, V. 1908. Kortbladene Faxe og Stevns Klint. D.G.U. I. Række. Nr. 11.
— 1948. Det danske Istidslandskabs Terrænformer og deres Opstaaen. D.G.U. III. Række. Nr. 28.
- MOORE, R. WOODWARD. 1952. Geophysical Methods Adapted to Highway Engineering Problems. "Geophysics". p. 505-530. Tulsa.
- NETTLETON, L. L. 1940. Geophysical Prospecting for Oil. New York.
- NORDSTRÖM, ALLAN. 1941. Jämförelse mellan resultatet vid nyligen utförda elektriska malmletningar och efterföljande blottningsarbeten. Norrköping.
- REICH, H. und R. v. ZWERGER. 1943. Taschenbuch der angewandten Geophysik, Leipzig.
- SCHLUMBERGER, C. 1930. Etude sur la prospection électrique du sous-sol. Paris.
- SORGENFREI, THEODOR. 1945. Træk af Alnarp Dalens geologiske opbygning. Medd. Dansk. Geol. Foren. Bd. 10. p. 617-630.
— og OLE BERTHELSEN. 1954. Geologi og Vandboring. D.G.U. III. Række. Nr. 31.
- SUNDBERG, K., LUNDBERG, H., and EKLUND, J. 1925. Electrical prospecting in Sweden. S.G.U. Ser. C. No. 327. Stockholm.
— 1930. Tektoniska och stratigrafiska undersökningar medelst elektriska metoder. Geol. Fören. i Stockholm Förh. p. 219-246. Stockholm.
- WENNER, FRANK. 1915. A Method of Measuring Earth Resistivity. Bureau of Standards Scientific Paper No. 258. Washington.
- ZWERGER, R. v. Se REICH. 1943.
- ØDUM, HILMAR. 1932. En Sænkning i Kalkundergrunden ved Taastrup. Medd. Dansk Geol. Foren. Bd. 8. p. 192-195.
— og WERNER CHRISTENSEN. 1936. Danske Grundvandstyper og deres geologiske Optræden. D.G.U. III. Række. Nr. 26.
— Se ANDERSEN, JOHS. 1930.
— Se ANDERSEN, KNUD HEE. 1923.

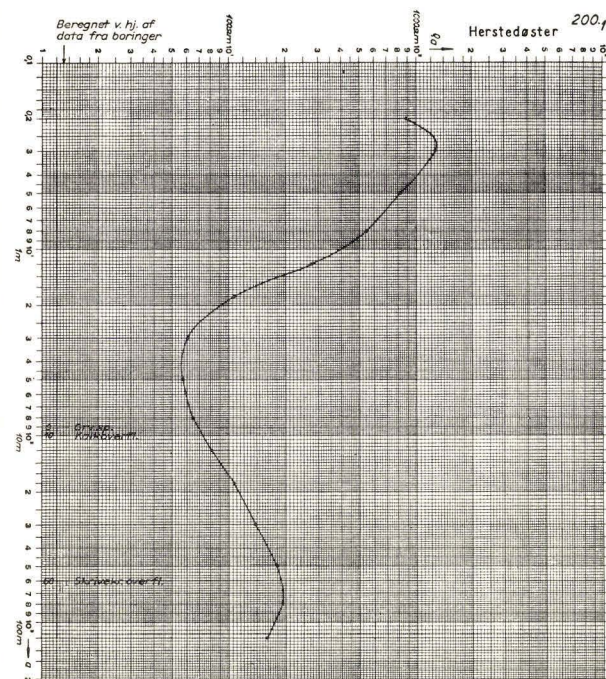


Fig. 1.

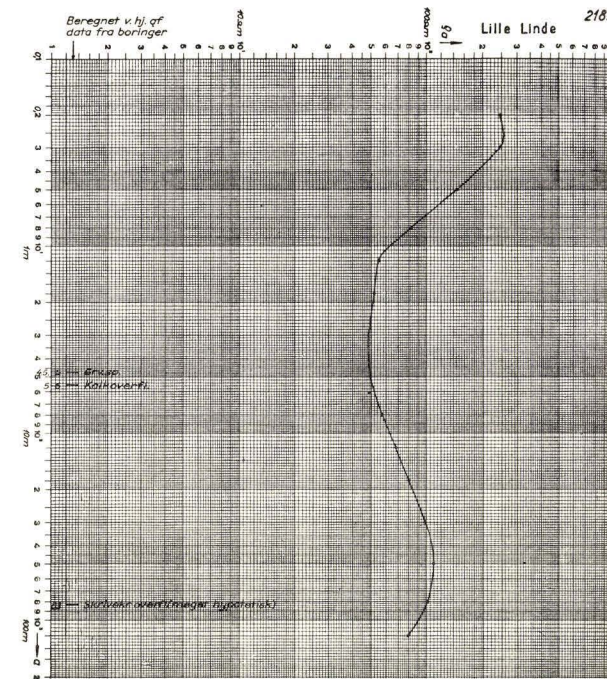


Fig. 2.

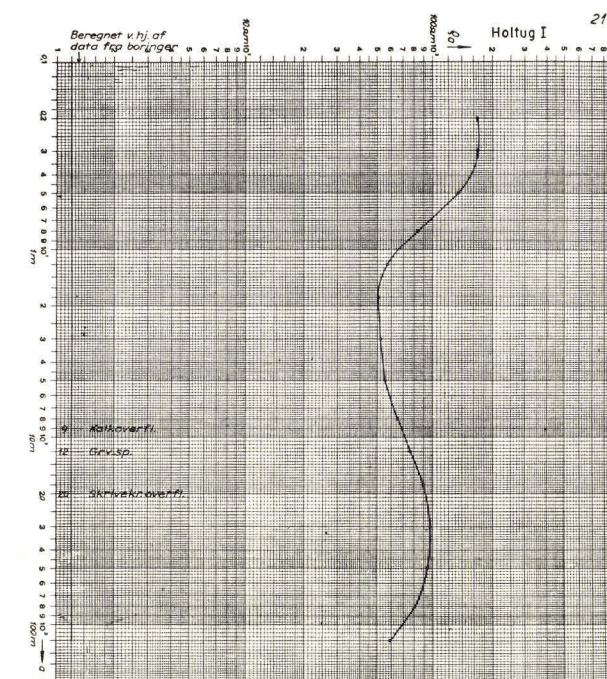


Fig. 3.

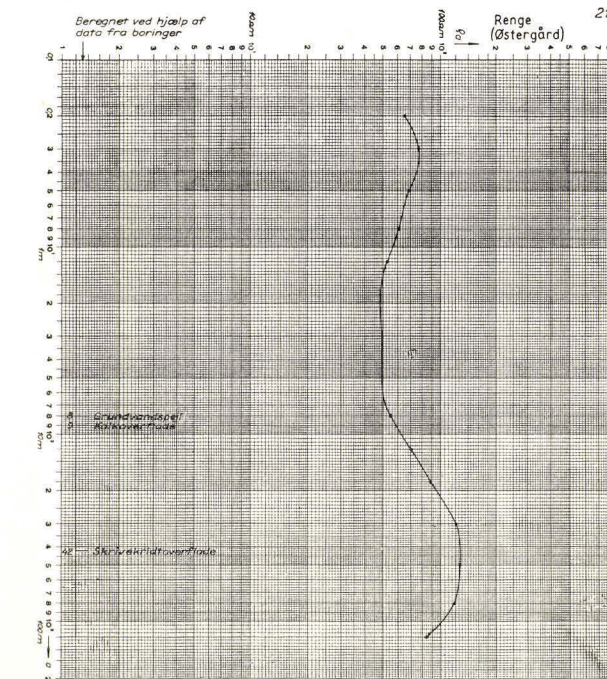


Fig. 4.

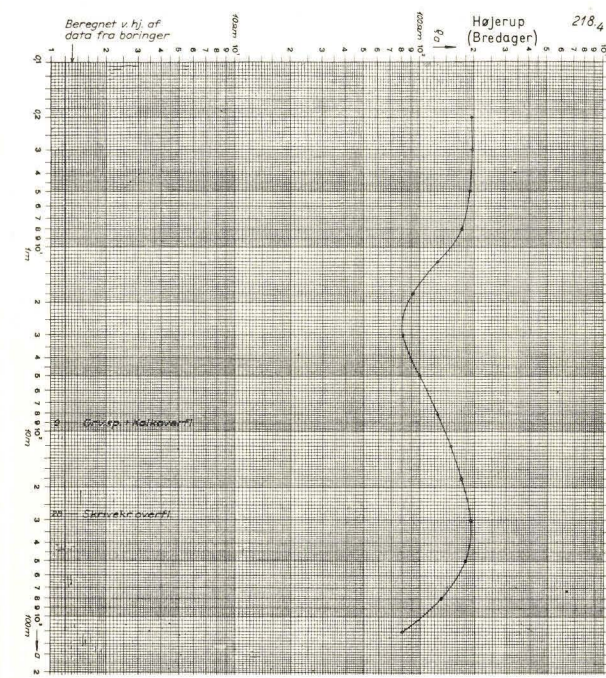


Fig. 5.

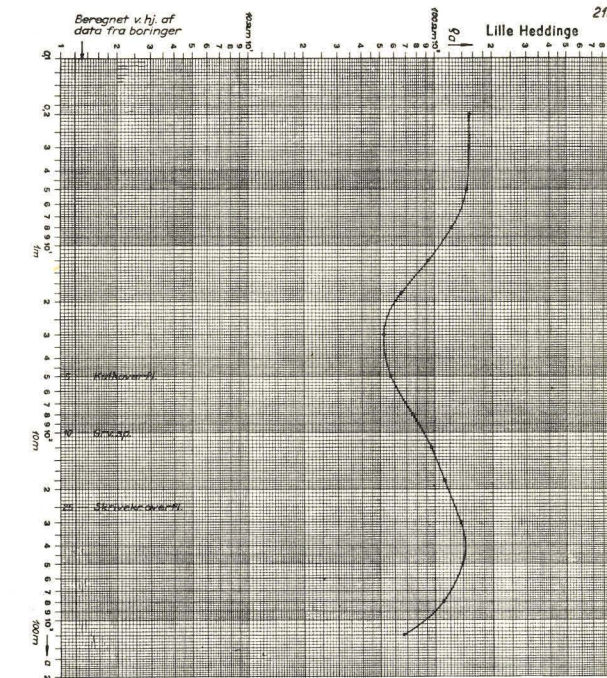


Fig. 6.

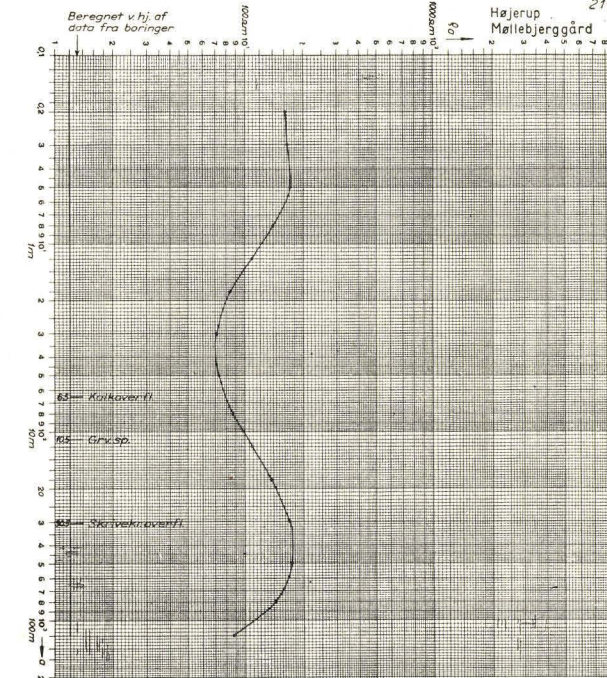


Fig. 7.

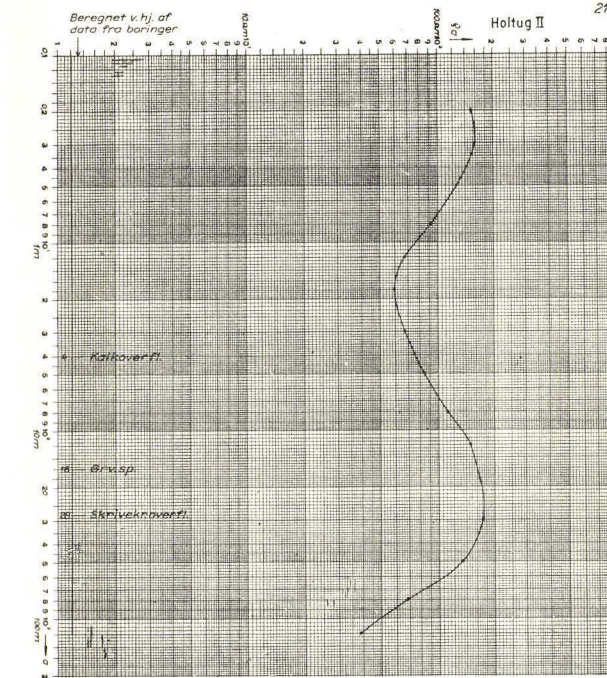


Fig. 8.

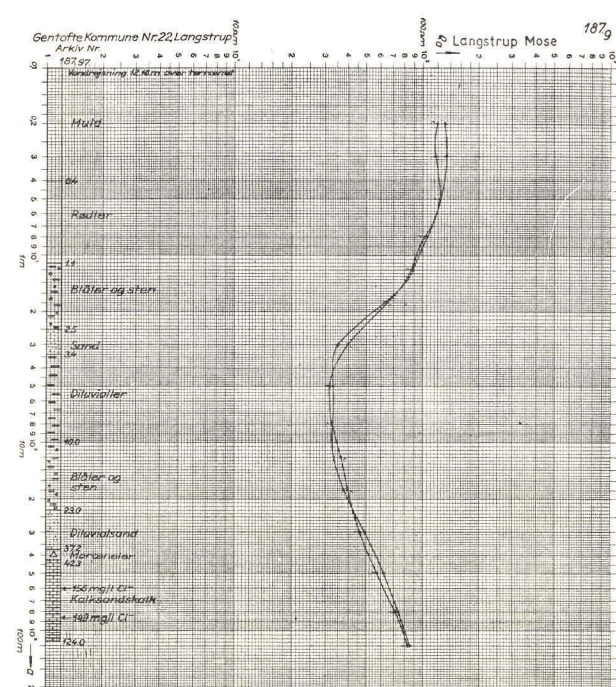


Fig. 1.

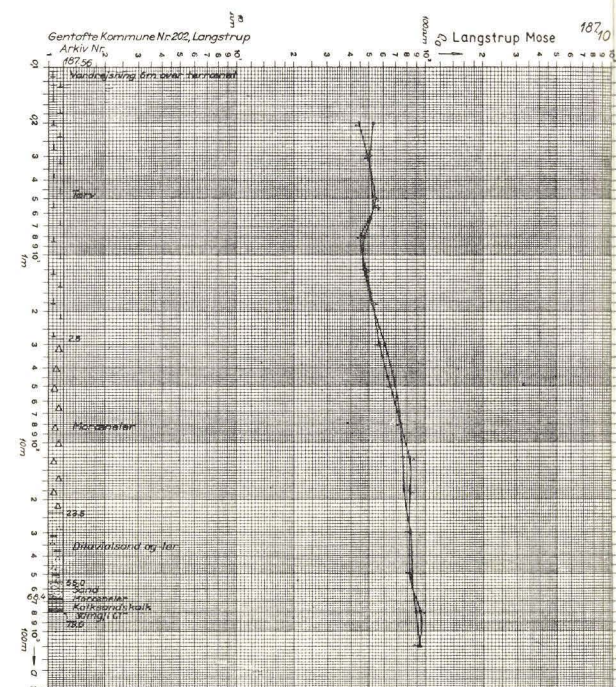


Fig. 2.

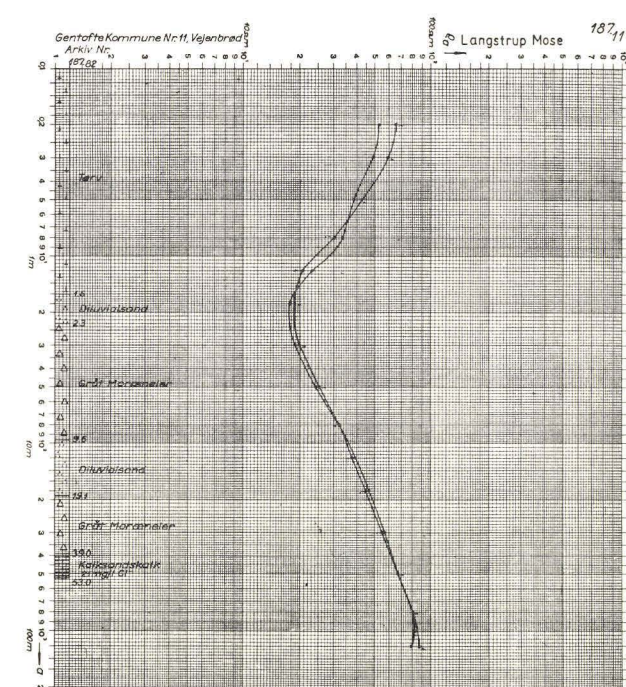


Fig. 3.

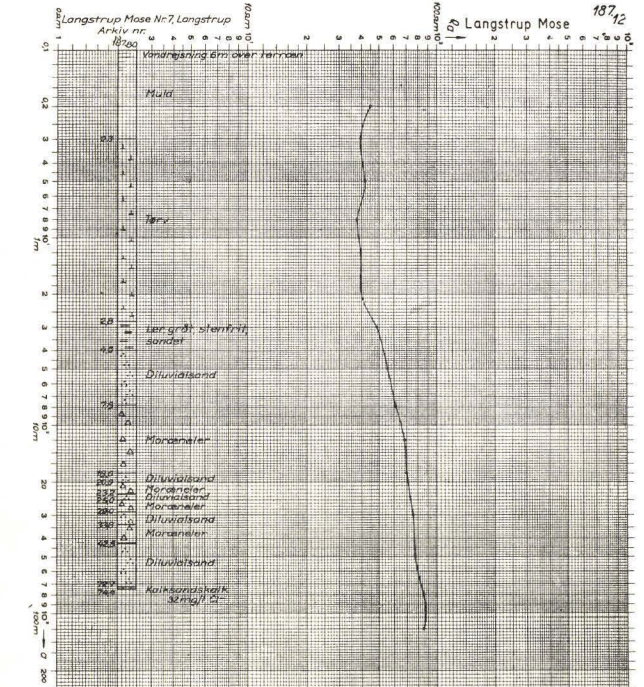


Fig. 4.

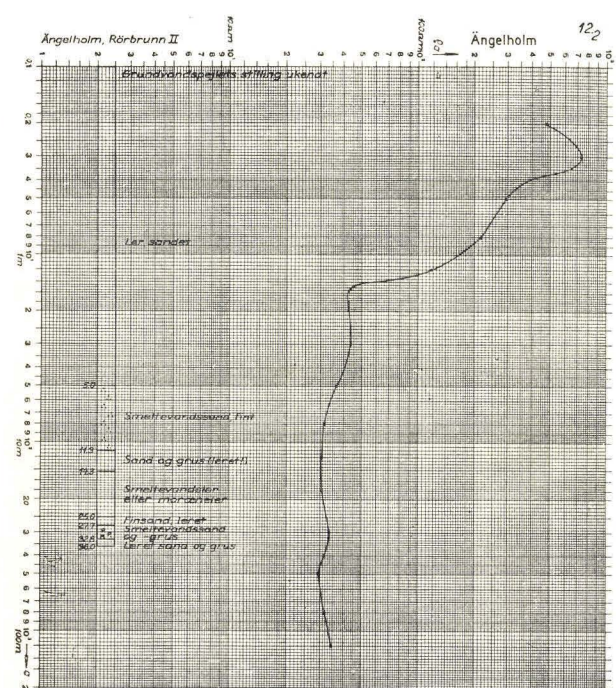


Fig. 5.

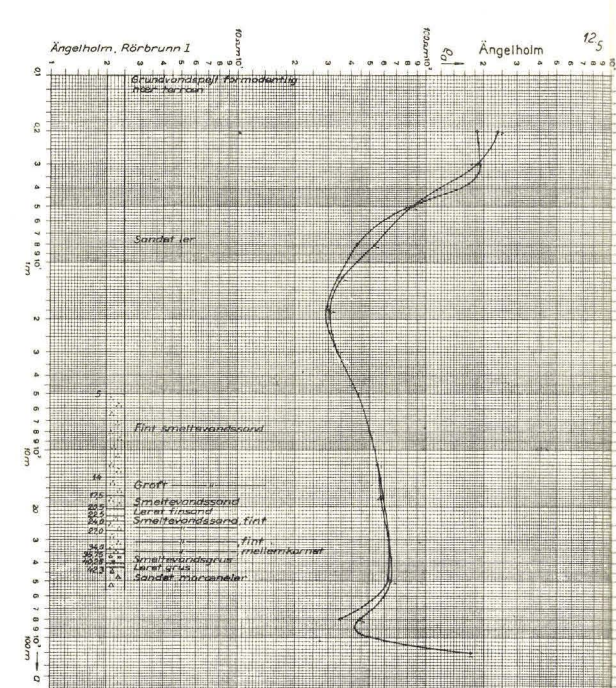


Fig. 6.

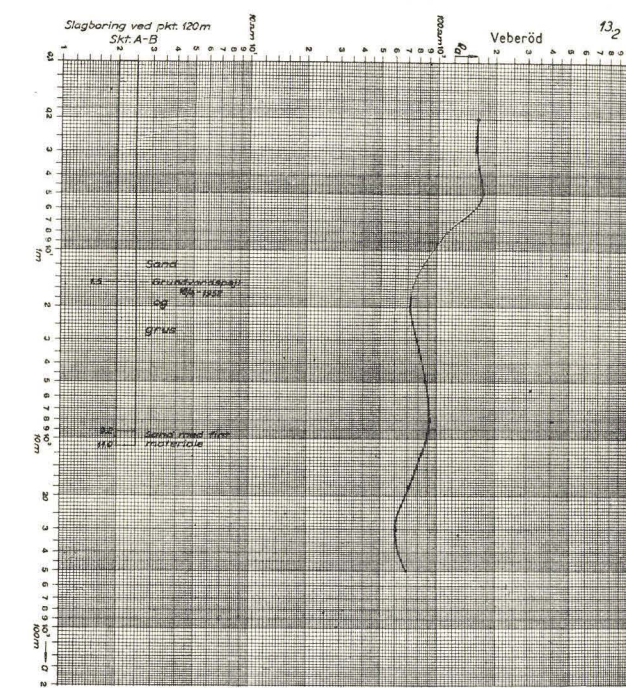


Fig. 7.

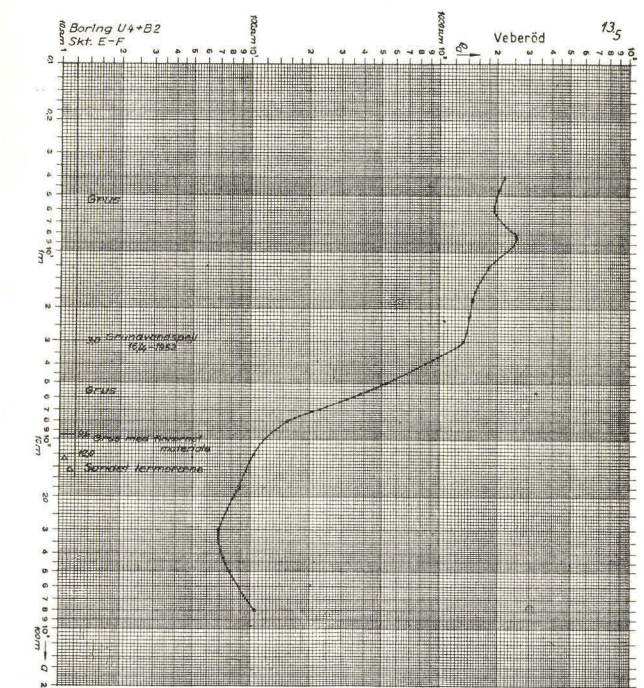


Fig. 8.

FR. BAGGES KGL. HOFBOGTRYKKERI
KØBENHAVN

Pris 12 Kr.